SERIE A, N° 1015
N° D'ORDRE : 1039

THÈSES

présentées

A LA FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

pour obtenir

LE TITRE DE DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ
(MENTION SCIENCES)

par

Jean AUBRAT

1re THESE

ONDES T DANS LA MER DES ANTILLES

2e THESE

PROPOSITIONS DONNÉES PAR LA FACULTÉ

Soutenues le 29 avril 1963 devant la Commission d'Examen

MM. COULOMB - *Président*
CAGNIARD, Mme LABROUSTE } *Examinateurs*

(Janvier 1963).

FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

PROFESSEURS

Doyen ..... M. ZAMANSKY.

G. JULIA ..... T Analyse supérieure et Algèbre supérieure
PRENANT ..... T Anatomie et Histologie comparée
GRASSÉ ..... T Evolution des êtres organisés
PRÉVOST ..... T Chimie organique
WYART ..... T Minéralo. et Cristallo.
TEISSIER ..... T Zoologie
MANGENOT .... T Biologie Vég. (Orsay)
AUGER ..... T Physique quantique et Relativité
MONNIER ..... T Physiologie générale
PIVETEAU ..... T Paléontologie
ROCARD ..... T Physique (E.N.S.)
CARTAN ..... T Mathématiques (E.N.S.)
LAFFITTE ..... T Chimie générale
FAVARD ..... T Géométrie supérieure
COULOMB ..... T Physique du Globe
Mlle COUSIN .. T Biologie animale (S.P.C.N.)
CHRÉTIEN ..... T Chimie minérale
DRACH ..... T Zoologie
KASTLER ..... T Physique (E.N.S.).
EPHRUSSI ..... T Génétique
RIVIÈRE ..... T Géologie S.P.C.N. et Sédim.
GAUTHERET ... T Biologie Vég. (P.C.B.)
LUCAS R. ..... T Recherches physiques
THOMAS A. ... T Biologie cellulaire
ARNULF ..... T Optique appliquée
MORAND ..... T Physique Enseignement
SOLEILLET .... T Physique (P.C.B.)
FORTIER ..... T Mécanique Exp. des Fluides
DANJON ..... T Astronomie
PETIT ..... T Biologie maritime
QUENEY ..... T Météorologie et dynamique atmosphérique
GALLIEN ..... T Embryologie
EICHHORN .... T Botanique
DE CUGNAC ... T Biologie Vég. (S.P.C.N.)
Mlle CAUCHOIS. T Chimie Physique
THELLIER ..... T Physique du Globe
L'HÉRITIER ... T Biologie Gén. (Orsay)
GRIVET ..... T Radioélectricité (Orsay)
PONCIN ..... T Mécanique générale
DUBREIL ..... T Arithm. et Théorie de Nombres
QUELET ..... T Chimie organique
CAGNIARD ..... T Géophysique appliquée
CHAMPETIER .. T Chimie macromoléculaire
CUVILLIER .... T Micropaléontologie
JUNG ..... T Pétrographie
TRILLAT ..... T Microscopie et diffraction électronique
WIEMANN ..... T Chimie organique et struc.
JACQUINOT .... T Spectroscopie et Physique céleste (Orsay)
VASSY ..... T Physique de l'atmosphère
DESTOUCHES .. T Théories physiques
AMIEL ..... T Chimie générale
HOCART ..... T Minéralogie et Cristallo.
J.-P. MATHIEU. T Physique Optique
COUTEAUX .... T Biologie animale (P.C.B.)
MAY ..... T Zoologie (Orsay)
CHOQUET ..... T Théorie des fonctions et Topologie
FELDMANN .... T Biologie Végét. marine

GUINIER ..... T Physique des Solides (Orsay)
JOST ..... T Physiologie comparée
FORTET ..... T Calcul des Probabilités et Physique mathématique
SCHARTZ ..... T Calcul diff. et Intégral
CHOUARD ..... T Physiologie végétale
MALAVARD .... T Aviation (Techn. Aéronaut.)
BRELOT ..... T Calcul diff. et Intégral
NORMANT ..... T Chimie organique
BÉNARD ..... T Chimie minérale
BUVAT ..... T Botanique (E.N.S.)
DUGUE ..... T Statistiques Mathématiques
SOULAIRAC .... T Psychophysiologie
ULRICH ..... T Physiologie végétale
MARÉCHAL .... T Optique théorique et appliq.
KIRRMANN .... T Théories chimiques
CHADEFAUD ... T Botanique
Mlle LE BRETON ..... T Physiol. de la nutrition
SALEM ..... T Mathématiques générales
LELONG ..... T Application de l'analyse à la géométrie
DEVILLERS ... T Anatomie et Histol. Comp.
EHRESMANN ... T Topologie algébrique
FRANÇON ..... T Physique (S.P.C.N.).
GLANGEAUD .. T Géographie Phys. et Géol. dynamique
GODEMENT .... T Mathématiques (M.P.C.).
PISOT ..... T Techn. Mathém. de la Phys.
ROCH ..... T Géologie
SCHATZMAN ... T Astrophysique
TERMIER ..... T Paléontologie stratig.
ZAMANSKY .... T Mathématiques générales
LENNUIER .... T Physique (M.G.P.)
RIZET ..... T Génétique
ROUTHIER .... T Géologie appliquée
Mme TONNELAT T Physique théorique
DIXMIER ..... T Mathématiques (M.P.C.)
SOUCHAY ..... T Chimie générale
AIGRAIN ..... T Electrotechnique gén.
BRUSSET ..... T Chimie systématique
M. LÉVY ..... T Physique théorique des hautes énergies (Orsay)
Mme CHAIX .. T Chimie biologique
Mme HUREL-PY T Biologie végétale (P.C.B.)
PIAUX ..... T Chimie (M.P.C.)
BRUN ..... T Mécanique théorique des Fluides
LEDERER ..... T Chimie biologique
Mme DUBREIL T Mathématique (Agrég.)
Mme LELONG . T Mathématiques II (E.N.S.)
BELLAIR ..... T Géologie (S.P.C.N.)
COTTE ..... T Physique électricité
DUBOIS J.-E. .. T Chimie organique
LAMOTTE ..... T Zoologie (E.N.S.)
MICHEL A. ... T Chimie minérale (Orsay)
OLMER ..... T Energétique générale
ROUAULT ..... T Electricité (Orsay)
GAUTHIER .... T Mécanique appliquée
BARCHEWITZ .. T Chimie Physique
BROSSEL ..... T Physique atomique
BUSER ..... T Physiologie comparée
CAMUS ..... T Physiol. végétale B.M.P.V.

CASTAING ..... T Physique II Thermod. (Orsay)
CURIEN ..... T Minéralo. et Cristallog.
MOYSE ..... T Physiologie végét. (Orsay)
NOIROT ..... T Evolution des Etres org.
PANNETIER .... T Chimie générale
POSSOMPES .... T Zoologie
PULLMANN .... T Chimie quantique
TEILLAC ..... T Physique nucl. et Radioactivité
TONNELAT .... T Biologie physico-chim.
VILLE ..... T Econométrie
WILLEMART ... T Chimie (P.C.B.)
DODE ..... T Chimie (Orsay)
FREYMANN .... T Recherches Physiques
GUINOCHET ... T Biol. vég. S.P.C.N. (Orsay)
ROLLET ..... T Chimie minérale
Mlle JOSIEN .. T Chimie S.P.C.N.
CHEVALLEY ... T Géométrie algéb. et théorie des groupes
ARNOULT ..... T Electronique (Orsay)
CHAPELLE .... T Physique (Orsay)
DELANGE ..... T Mathématiques I (Orsay)
DENY ..... T Mathématiques gén. (Orsay).
GERMAIN ..... T Mécanique théor. des fluides.
LUCAS G. .... T Géologie
ALLARD ..... T Chimie Physique
BERTHELOT ... T Phys. des particules Fond.
BRICART ..... T Météor. et Phys. de l'atmosphère
Mme ALBE-FESSARD ..... T Psychophysiologie
FRIEDEL ..... T Physique des Solides (Orsay)
M. JULIA ..... T Etudes des Moléculaires naturelles complexes
LENDER ..... T Biologie Anim. S.P.C.N. (Orsay).
MAGAT ..... T Physico-Chimie des radio-éléments.
Mlle QUINTIN T Electrochimie
MONOD ..... T Chimie du métabolisme
BENOIT ..... T Physiol. anim. (Orsay)
DE POSSEL ... T Analyse numérique
CHARLOT ..... T Chimie analytique
LÉMÉE ..... T Physiol. vég. B.M.P.V. (Orsay).
GUÉRIN ..... T Chimie M.P.C. (Orsay)
CHATELET M. . T Chimie P.C.B.
JEAN ..... T Physique nucléaire (Orsay).
MATTLER ..... T Physique S.P.C.N.
BERGERARD ... T Zoologie (Orsay)
BERTEIN ..... T Electronique (Orsay)
BOUISSIÈRES .. Chimie des radioélém. (Orsay).
Mme COUTURE . T Thermodynamique et Méc. Physique
ELLENBERGER .. T Géologie des grandes régions du globe
FRANC ..... T Biologie animale P.C.B.
SCHNELL ..... Botanique tropicale (Orsay)
STOLKOWSKI .. T Physiologie végétale

(Suite Couv. 3)

ONDES T
DANS LA MER DES ANTILLES

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41549214_0011

Jean AUBRAT
Docteur ès Sciences de l'Université de Paris

ONDES T

DANS LA MER DES ANTILLES

UNIVERSITEITSBIBLIOTHEEK - LEIDEN -

ORSTOM
PARIS
1965

TABLE DES MATIÈRES

Introduction 9

PREMIÈRE PARTIE

ÉTUDE DES ENREGISTREMENTS

Chapitre premier. — PHASES T AU MORNE DES CADETS 13
1. Répartition géographique des séismes à ondes T 13
2. Méthode de travail pour l'étude de la propagation des ondes T 14
3. L'étude des ondes T d'un séisme donné comprend 15

Chapitre II. — RÉGION DE LA CRÊTE MÉDIANE DE L'ATLANTIQUE 17
1. Répartition géographique des séismes à T 17
2. Ondes T des séismes de la Crête Médiane de l'Atlantique 19
3. Région des Açores 19
4. Région de la Crête Médiane voisine de l'Equateur 19
5. Région de la Crête Médiane de latitude sud 20
6. Etude des cas particuliers 20

Chapitre III. — RÉGION DE L'AMÉRIQUE CENTRALE 23
1. Epicentre de latitude comprise entre 9° et 11° N. Ondes T de ces séismes 23
2. Epicentres de latitude supérieure à 11° N 25
3. Epicentres de latitude inférieure à 9° N 26
4. Etude des cas particuliers 27

Chapitre IV. — RÉGION NORD DE L'AMÉRIQUE DU SUD 41
1. Limites géographiques 41
2. Ondes T des séismes 41
3. Etude des cas particuliers 42

Chapitre V. — RÉGION DE TRINIDAD, DE L'EMBOUCHURE DE L'ORÉNOQUE, DE L'ILE MARGARITA 47
1. Limites géographiques 47
2. Région de Trinidad et de l'embouchure de l'Orénoque 47
3. Etude des cas particuliers 50
4. Région de l'île de Margarita 58
5. Etude des cas particuliers 59

Chapitre VI. — RÉGION NORD DE L'ARC DES PETITES ANTILLES 63
1. Limites géographiques 63
2. Ondes T 63
3. Etude des cas particuliers 65

Chapitre VII. — RÉGION DE PORTO RICO, DU DÉTROIT DE MONA, DE HAITI ET DE LA REPUBLIQUE DOMINICAINE 71
1. Limites géographiques 71
2. Ondes T 72
3. Etude des cas particuliers 76

Chapitre VIII. — SÉISMES DE L'AMÉRIQUE CENTRALE 105
1. Observatoires de la Martinique, des Bermudes, de Weston et d'Harvard 105
2. Séismes de la région de Trinidad. Observatoire des Bermudes 107

Chapitre IX. — CONCLUSIONS DE L'ÉTUDE DES ENREGISTREMENTS 109

DEUXIÈME PARTIE

Chapitre X. — PROPAGATION OCÉANIQUE DES ONDES T 113

INTRODUCTION 113
1. Propagation SOFAR. Rappel de la théorie 113
2. SOFAR et périodes transmissibles. Ondes T 115
3. Propagation par modes normaux. Rappel de la théorie 116
4. Propagation par modes normaux, et ondes T 117
5. Inclinaisons des rayons dans la théorie de la propagation par « modes normaux » 119

Chapitre XI. — RÉFRACTION D'ONDES CONTINENTALES EN ONDES OCÉANIQUES
1. Formules générales 121
2. Inclinaison b' du rayon réfracté dans le cas d'une section droite 122
3. Inclinaison b et angle d'incidence des ondes séismiques 124
4. Structure de la croûte terrestre dans les régions côtières. Modèles adoptés : inclinaisons b' du rayon réfracté dans la mer ; foyer continental ; foyer sous-océanique ; ondes guidées dans la croûte 131
5. Ondes réfractées dans la mer d'inclinaison inférieure à 12° 131

Chapitre XII. —
1. Schéma S_1 de transformation — énergie transmise dans la mer 133
2. Schéma S_2 de transformation — application dans le cas d'une section droite. Section de talus 140
3. Schéma de transformation — application dans le cas d'une section droite. Association de talus 141
4. Schéma S_4 de transformation 142
5. Remarques relatives aux courbes de pourcentage de l'énergie transmise dans la mer 142

6. Détermination du schéma de transformation selon la pente du talus 143
7. Pentes continentales :
pentes moyennes 145
dimensions des talus et longueur d'onde 147
pentes moyennes des talus de transformation 149
8. Enregistrements et théorie. Introduction — spectre d'énergie — pente du talus de transformation — distance de l'épicentre et profondeur du foyer — foyer dans la croûte et foyer profond — phénomène de transformation et profondeur de la mer — variations de la vitesse du son dans la mer — courbure des rais 150

Chapitre XIII. — LA RÉFLEXION DES ONDES T 159
1. Calcul des réflexions 159
2. Résultat dans le cas où $2\,nA = n$ 162
3. Application aux ondes T 162
4. Réflexions successives sur des talus de pentes différentes 162
5. Inclinaisons b' du rayon n fois réfléchi sur le talus dans le cas où $2nA$ est peu différent de π 163
6. Calcul des coordonnées des points de réflexion 164
7. Application au cas où $2nA = \pi$ 167
8. Profondeur du dernier point de réflexion dans le cas des associations de talus .. 167
9. Réflexion à profondeur constante ou à des profondeurs peu différentes par association de talus 169
10. Variation de la vitesse du son dans la mer : courbure des rais 171
11. Phénomènes de réflexion et longueur d'onde 174
12. Interprétation des ondes T réfléchies 174
13. Conclusions 175

Chapitre XIV. — RÉFRACTION DES ONDES T DANS UN TALUS SOUS-MARIN 177
1. Mouvement du sol au lieu d'enregistrement 177
2. Spectre d'énergie des ondes T enregistrées par les séismographes 179
3. Phénomène enregistré dans l'océan à proximité d'un talus 180
4. Possibilité d'enregistrement d'ondes T selon la pente du talus sous-marin 180

RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS 181

BIBLIOGRAPHIE 185

INTRODUCTION

Les ondes T confèrent un caractère tout à fait remarquable à de très nombreux enregistrements de séismes à l'Observatoire du Morne des Cadets. L'installation du séismographe de Quervain-Piccard, puis la réalisation du séismographe amplifié en haute fréquence (I) de P. MOLARD ont permis à ce dernier, dès 1938, d'obtenir de très beaux exemples de « secousses à queue » et de « phénomènes particuliers ». P. MOLARD s'inscrit ainsi parmi les tout premiers à s'être intéressés aux ondes T. Par suite des événements, ce n'est qu'à partir de 1947 que furent connus ses premiers travaux (II) sur les ondes T, ainsi que ceux qu'il publia en collaboration avec J. COULOMB (III).

Par ce bref rappel historique je tiens à rendre hommage à la mémoire de P. MOLARD, Directeur de l'Observatoire du Morne des Cadets, dont les encouragements répétés m'ont été des plus précieux au cours de mes premières recherches, et à exprimer ma profonde gratitude à M. le Professeur J. COULOMB dont la constante bienveillance, les conseils et les encouragements réitérés m'ont permis de mener à bien ce travail et tout particulièrement la partie théorique.

Dans une première partie je présente une interprétation de la propagation des phases T enregistrées au Morne des Cadets et provenant des différentes régions épicentrales des séismes à T pour cet Observatoire, par la recherche des talus des transformations PT décrites par D.-H. SHURBET, des transformations ST signalées de plus par K. WADATI et W. INOUYE, ainsi que des talus de réflexion pour certaines phases T.

Dans une deuxième partie, j'étudie, dans une section droite d'un talus, le mécanisme des phénomènes de transformation qui peuvent être interprétés comme résultant de la réfraction des ondes continentales dans la mer, suivie de réflexions successives sous la surface de l'Océan et sur le talus.

Enfin une théorie de la réflexion des ondes T sur un talus sous-marin est développée : les réflexions peuvent être interprétées comme la résultante de réflexions successives sur le talus et sous la surface de l'Océan.

La propagation des ondes T dans la mer a été l'objet de travaux exhaustifs parmi lesquels je citerai, en particulier, ceux de J. COULOMB, de M. EWING, de PEKERIS, de F. PRESS. Dans le cadre des hypothèses liées aux propagations Sofar et par « modes normaux » décrites par ces auteurs, l'étude des phénomènes de transformation et de réflexion rend extrêmement difficile l'interprétation de la propagation océanique des ondes T de périodes voisines de 0,5 s par le canal Sofar. La propagation par « modes normaux » ne soulève pas, par contre, de difficulté. L'étude de certains cas particuliers conduit à la même conclusion qui semble maintenant généralement admise.

Je tiens à exprimer ma respectueuse reconnaissance à Mme Y. H. LABROUSTE, Chef du Service Séismologique de l'Institut de Physique du Globe de Paris pour les suggestions qu'elle a bien voulu me faire.

Je remercie sincèrement M. le Professeur L. GAGNIARD de m'avoir fait l'honneur d'accepter d'être membre du Jury et de l'intérêt qu'il a bien voulu manifester à ce travail.

Que M. et Mme JOBERT qui m'ont conseillé utilement avec la plus grande amabilité en soient remerciés.

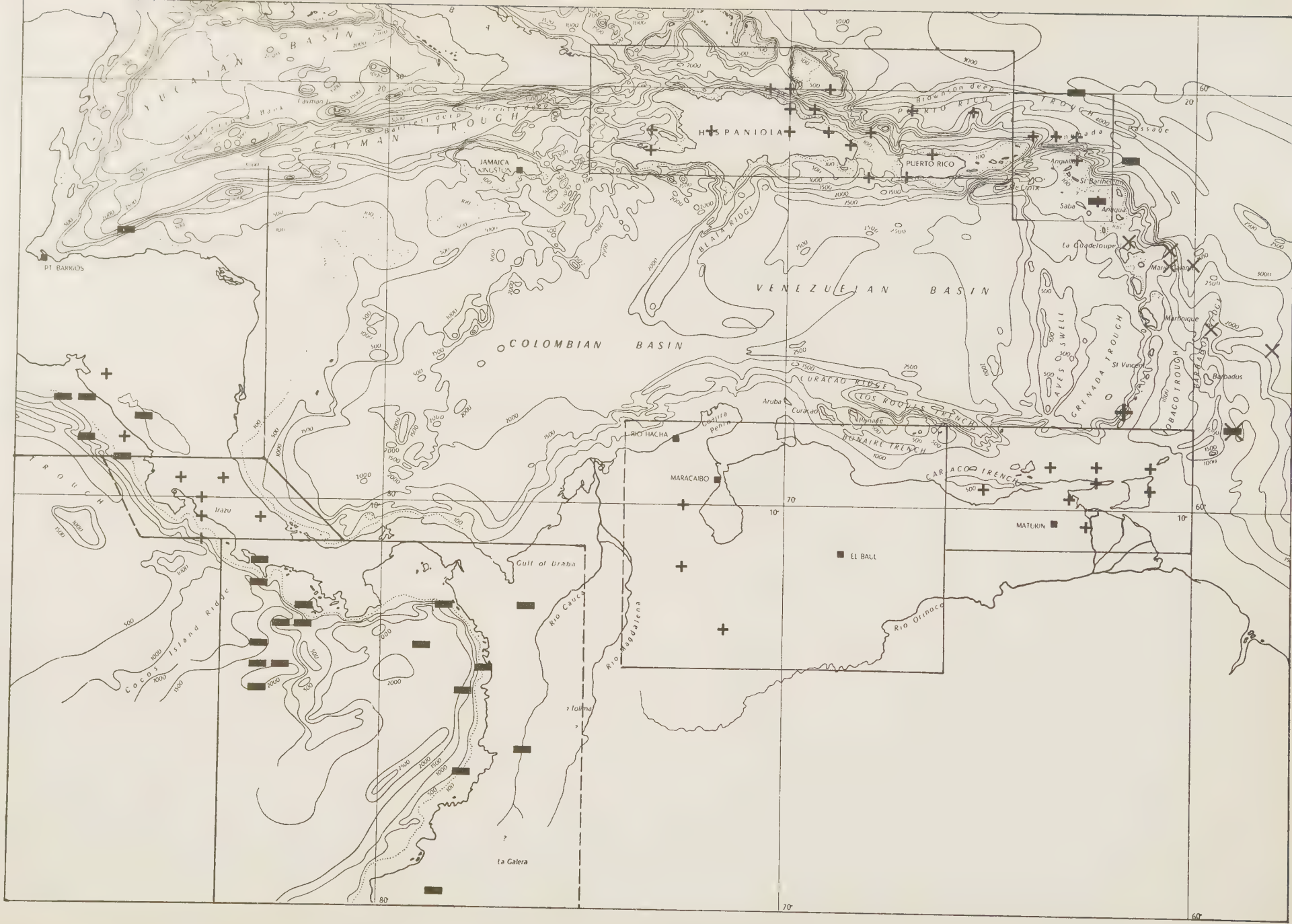
[I] P. MOLARD : « Le séismographe amplifié en haute fréquence de la station du Morne des Cadets » (Martinique). *Ann. Géoph.*, t. III, p. 24-26, 1947.

[II] P. MOLARD : « Tremblements de terre des Petites Antilles et manifestations actuelles du volcanisme de l'Archipel ». *Ann. Géoph.*, t. III, p. 113-140, 1947.

[III] J. COULOMB et P. MOLARD : « Ondes séismiques au fond de la mer des Antilles ». *Ann. Géoph.*, t. III, p. 1-2, 1949.

PREMIÈRE PARTIE

ÉTUDE DES ENREGISTREMENTS



Carte des épicentres

\+ Séisme avec ondes T.
— Séisme sans ondes T.

CHAPITRE PREMIER

PHASES T AU MORNE DES CADETS

1. — RÉPARTITION GÉOGRAPHIQUE DES SÉISMES A T.

De nombreux enregistrements de séismes, en cet Observatoire, présentent des ondes T.

Plusieurs années de dépouillement nous avaient montré que les épicentres des séismes donnant lieu à l'enregistrement d'ondes T en Martinique, ne se répartissaient pas d'une façon quelconque. Nous avons dressé alors une liste, établie d'après l'I.S.S., où figurent pour les années 1952, 1953, 1954, 1955, les dates, l'heure origine, l'épicentre et la magnitude de séismes qui ont été soit interprétés ou non au Morne des Cadets et présentant des ondes T, soit interprétés au Morne des Cadets et ne présentant pas d'ondes T.

Ces épicentres reportés sur une carte (p. 12) mettent en évidence, en ce qui concerne la Martinique, plusieurs catégories de régions épicentrales :

— régions dont les séismes donnent *systématiquement* lieu à l'enregistrement de T ;

— régions dont les séismes ne donnent *jamais* lieu à l'enregistrement de T ;

— régions dont quelques séismes privilégiés donnent des T.

Les régions dont les séismes donnent lieu à l'enregistrement d'ondes T sont :

1) Crête Médiane de l'Atlantique (0 à 60° N) (pas systématiquement).

2) Amérique Centrale (de 9 à 11° N).

3) Nord de l'Amérique du Sud (66 à 74° W - 6 à 12° N).

4) Trinidad, embouchure de l'Orénoque, île de Margarita (60 à 66° W - 9 à 12° N).

5) Nord de l'Arc des Petites Antilles (62 à 64°5 W - 17 à 20° N).

6) Porto Rico, Détroit de Mona, Haïti, R. Dominicaine, (64° 5 à 75° W - 18 à 21° N).

A ces régions, il faut ajouter le volcan sous-marin « Kick them Jenny », situé quelques miles au Nord de l'île de Grenade.

Si ce n'est la Crête Médiane de l'Atlantique, ces différentes régions sont situées autour de la Mer des Antilles.

Appartenant à cette même zone géographique, il est d'autres régions qui ne donnent jamais lieu à l'enregistrement de T : la région (75 à 84° W - 0 à 9° N) de séismicité importante, et celle de La Jamaïque, de Cuba, du Bassin du Yucatan qui semblent aséismiques. Quant à l'Arc des petites Antilles et ses abords, ils ne peuvent conduire à aucune certitude quant aux ondes T, par suite de la proximité des épicentres, correspondant du reste à des phénomènes ressentis.

De cette carte des épicentres, on peut enfin délimiter approximativement une région dont quelques séismes seulement conduisent à des ondes T. C'est la région de l'Amérique Centrale de latitude supérieure à 11° N.

De plus, pour ces mêmes années, 33 séismes enregistrés en Martinique présentent des ondes T : L'I.S.S. n'en fait pas mention (ou bien avec des données insuffisantes). Les phases principales sont pour un certain nombre d'entre eux correctement inscrites et conduisent à des distances épicentrales de 400 à 500 km.

Pour être complet, il faudrait adjoindre les « Phénomènes particuliers » qu'a décrits P. Molard, et qui sont liés à des éruptions sous-marines proches de la Martinique.

2. — MÉTHODE DE TRAVAIL POUR L'ÉTUDE DES ONDES T D'UN SÉISME.

Nous limiterons nécessairement notre étude aux enregistrements obtenus par les séismographes, l'Observatoire du Morne des Cadets ne possédant pas d'hydrophones.

Nous avons admis, à la suite de nombreux auteurs que la propagation des ondes T s'effectuait par trois trajets successifs : continental, océanique et continental et que le passage d'un milieu à l'autre avait lieu à l'aplomb d'un talus sous-marin. Ce mode de propagation a été décrit par I. TOLSTOY et M. EWING [1], D. H. SHURBET [2], K. WADATI et W. INOUYE [3], D. H. SHURBET et M. EWING [4].

1. Nous avons suivi ces auteurs en considérant que le premier trajet continental pouvait s'effectuer sous forme d'ondes P, S, ou L*g* jusqu'au talus sous-marin, lieu de transformation des ondes P, S, L*g* en T et correspondant à la transmission de l'énergie dans la mer. Les vitesses adoptées pour les P et les S aux courtes distances sont celles des tables de JOLIAT. La vitesse des L*g* est supposée égale à 3,5 km/s.

2. La vitesse des ondes T dans la mer a été prise égale à 1.470 m/s, vitesse qui a été observée par M. EWING, F. PRESS, J.-L. WORSEL [5]. A priori nous n'avons fait aucune hypothèse quant au mode de propagation océanique des ondes T.

3. Nous avons admis la possibilité de réflexion des ondes T dans la mer sur un talus sous-marin. Cette hypothèse a fait l'objet d'une communication personnelle de LANDISMAN à P. MOLARD. Elle est de plus signalée par J. OLIVER et M. EWING [6], qui rappellent l'étude de SHEEHY et HALLEY [7].

4. Le trajet continental terminal étant nécessairement petit, tant pour l'Observatoire de la Martinique que pour la station de la Guadeloupe, nous avons négligé ce trajet dans l'interprétation de la propagation des ondes T. Pour un trajet continental de 10 km, et en admettant que la vitesse des ondes est de 3,5 km/s [4], l'erreur que nous introduisons se traduit par une diminution du trajet océanique de 5,6 km. Une distance de 10 km est de l'ordre de celle de l'Observatoire à la courbe 2.000 mètres du talus sous-marin pour la Martinique, et à la courbe 1.000 mètres pour la Guadeloupe, du côté de la Mer des Antilles. Cet écart de 5,6 km nous paraît suffisamment petit pour être négligé.

Ces quatre points étant précisés, nous nous sommes efforcés de relever sur les enregistrements les débuts des ondes T et de toute variation sensible d'amplitude. Ces déterminations de phases successives dépendent de la netteté de l'inscription et de l'amplitude des ondes. Elles sont souvent possibles avec précision. (En particulier, nous n'avons pas retenu le milieu des phases maximums ni les plus grandes amplitudes de ces phases mais leur début).

Pour un séisme donné, on obtient donc une succession d'heures d'arrivée d'ondes auxquelles correspondent respectivement les durées de propagation et les vitesses apparentes des différentes phases. Pour chacune de ces phases, nous avons calculé et tracé sur une carte les lieux des points de transformations PT, ST et dans certains cas L*g*T. Le tracé de ces lieux conduit à l'interprétation de la propagation de la phase T considérée en fonction de la topographie.

Il est toujours possible de tracer les lieux PT, ST et L*g*T. Ils correspondent aux points tels que :

$t_o = t_c + t_m$;

où

t_o est la durée de propagation observée ;

t_c est la durée de propagation du trajet continental P, S et L*g* ;

t_m est la durée de propagation du trajet maritime.

Un point du lieu est obtenu par l'intersection de deux cercles : l'un, centré à l'épicentre et de rayon égal au trajet continental, que nous avons pris variable de 25 en 25 km, de 50 en 50 km, ou de 100 en 100 km, selon les cas ; l'autre, centré à la station et de rayon égal à $(t_o - t_c)$. V avec V = 1.470 m/s.

Les différents lieux obtenus permettent alors d'interpréter la propagation de la phase T considérée par la détermination de la région du talus sous-marin et de la nature des transformations, susceptibles de conduire aux ondes observées. Dans certains cas plusieurs solutions seront proposées.

Par contre, il est des phases T pour lesquelles le tracé de ces lieux ne permet aucune interprétation de propagation (Ex. les lieux obtenus sont essentiellement continentaux). Nous avons cherché alors à interpréter ces phases en supposant que, au cours de la propagation océanique, l'onde T subissait une réflexion. La détermination du lieu de réflexion se réduit au tracé d'une ellipse et à son interprétation en fonction de la topographie.

L'ellipse est définie par ses foyers et par la somme des distances d'un de ses points aux deux foyers. Nous préciserons successivement ces trois éléments :

— l'un des foyers est nécessairement le lieu d'enregistrement (en négligeant le trajet continental terminal) ;

— l'autre foyer est le point de transformation de l'onde continentale P ou S en onde T incidente ;

— la somme des distances d'un point de l'ellipse à ses foyers est déduite de la durée de propagation observée et de la durée de propagation du trajet continental P ou S. Elle est égale au trajet océanique : $(t_o - t_c)$. V.

A vrai dire aucun calcul ne permet d'obtenir les coordonnées du foyer, point de transformation, ni la somme des distances d'un point de l'ellipse à ses foyers. Cependant une première approximation définit, dans un grand nombre de cas, le lieu de réflexion dans son ensemble. Il est alors possible, compte tenu de la position de l'épicentre, de la topographie, des possibilités de transformations PT et ST, de choisir un point de transformation, foyer de l'ellipse, suffisamment représentatif de la région effective de transformation dont sont issues les ondes T incidentes. Ce point moyen retenu, nous avons envisagé les possibilités PT et ST de transformations. On obtient ainsi deux ellipses, généralement voisines.

Les études des cas particuliers sont groupées par région épicentrale. Dans un chapitre nous avons résumé les traits principaux des ondes T relatives aux séismes de la région considérée.

3. — L'ÉTUDE DES ONDES T D'UN SÉISME DONNÉ COMPREND :

— Les caractéristiques de la secousse (Coordonnées de l'épicentre, profondeur du foyer, magnitude) relevées dans l'ISS.

— Un court aperçu de l'ensemble de l'enregistrement quant à l'amplitude et à la période dominante des phases principales et des T.

— L'étude détaillée de la ou des différentes phases T enregistrées. Pour chacune des phases T nous avons calculé les lieux des points de transformation, lieux tracés sur une carte, recherché et tracé éventuellement les lieux de réflexion. Après discussion nous avons précisé les trajets suivis par les phases T et la nature des transformations (PT ou ST).

— Une carte par séisme illustrant les trajets de propagation.

Un certain nombre de reproductions d'enregistrement est joint.

CHAPITRE II

RÉGION DE LA CRÊTE MÉDIANE DE L'ATLANTIQUE

1. — RÉPARTITION GÉOGRAPHIQUE DES SÉISMES A T.

Nous avons établi, pour les mois de juillet 1953 à décembre 1955 (mois de novembre 1955 exclu) d'après les données du BCIS et de l'USCGS, la liste des épicentres de cette région. Après comparaison aux bulletins de l'Observatoire du Morne des Cadets nous avons porté sur la carte :

— les épicentres des séismes ayant donné des ondes T ;

— les épicentres des séismes n'ayant pas donné d'ondes T ;

— les épicentres des séismes non enregistrés.

Sur un total de 61 séismes, 18 seulement ont été enregistrés en Martinique, dont 8 sous forme de *e*, *e* faible, très faibles ou traces, 4 avec *i*P ou *i*S.

7 enregistrements présentent une phase T, ce sont du Sud au Nord :

9/ 3/1954	1/3 N,	29° 1/8 W	Mag 6 à 6 1/2	épicentre	BCIS
5/ 3/1955	11° N,	44° W			USCGS
26/ 7/1954	11° 1/2 N,	43° 1/9 W	Mag 6 1/4	épicentre	BCIS
18/10/1952	13° N,	46° W	Mag 5 3/4-6		USCGS
1/ 5/1952	28° N,	43° 1/2 W			USCGS
9/ 7/1953	30° N,	42° 1/2 W	Mag 6 1/2		USCGS
11/12/1954	52° 1/8 N,	37° 1/7 W	Mag 6 1/7	épicentre	BCIS.

(La notation « épicentre BCIS » indique que l'USCGS donne un épicentre différent).

Les épicentres des séismes enregistrés sans phase T sont du Sud au Nord :

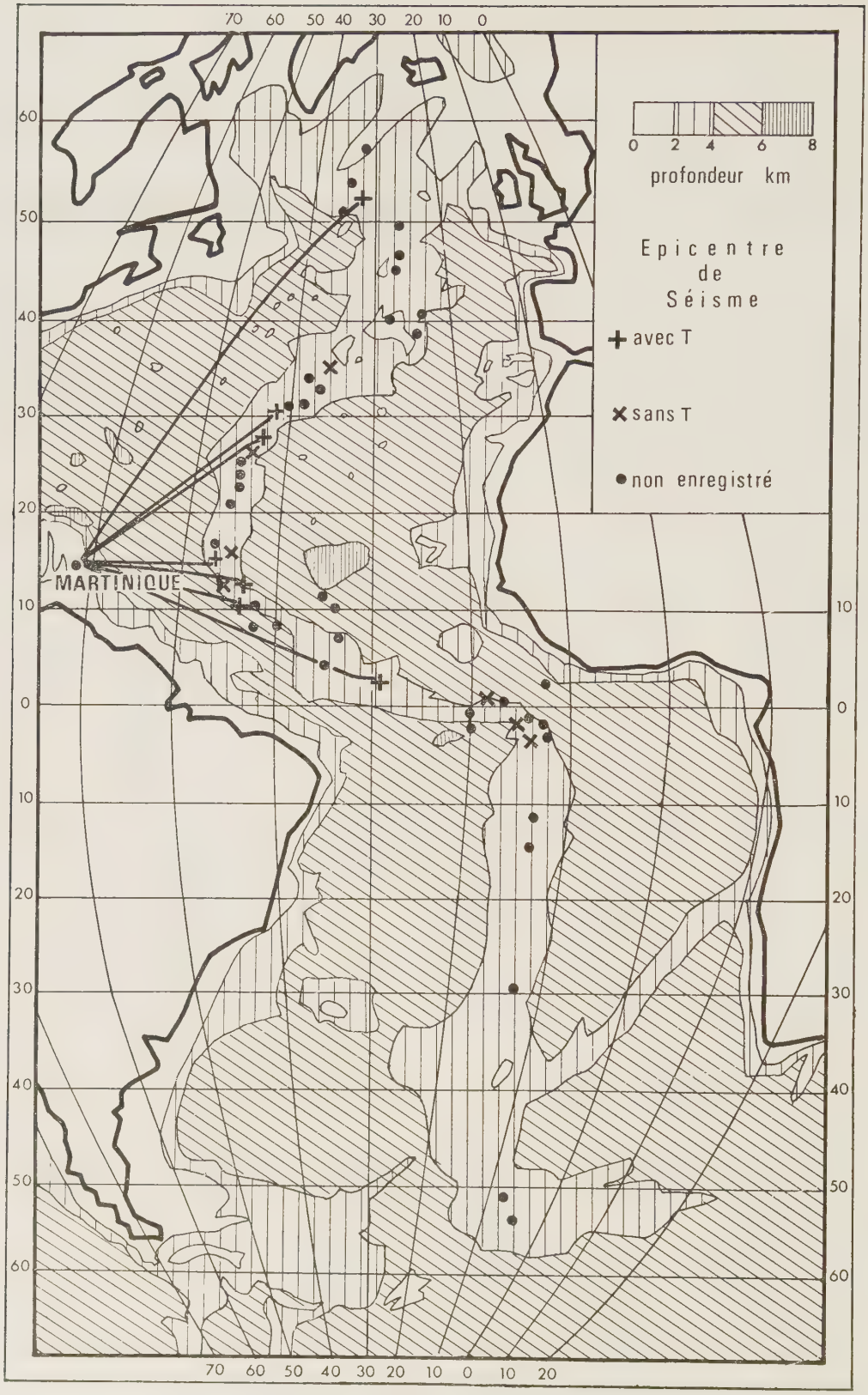
16/ 3/1955	3° S,	13° W		*i* (S) très faible.
25/ 4/1954	1° 3/4 S,	15° 1/4 W		*e* très faible.
30/ 4/1954	1/2 N,	19° W		*e* très faible.
27/ 7/1954	12° 1/2 N,	44° W		*i* (P) faible
29/ 1/1954	13° N,	45° W		*e* faible.
16/10/1953	15° N,	45° W		*e* (P).
22/ 7/1953	26° 1/2 N,	44° 1/2 W	Mag 5 Kiruna	*i* (P) *e* (2 séismes).
1/ 1/1955	28° 1/2 N,	44° W		*e* (P)
6/ 5/1954	35° 1/2 N,	36° W		
29/ 3/1954	50° N,	16° W		*e* très faible

On remarque qu'un seul, parmi ces séismes faiblement enregistrés, a une magnitude précisée.

Les séismes non enregistrés et dont la magnitude est connue sont du Sud au Nord :

23/ 8/1953	1° S,	14° W	Mag 5 3/4
6/ 8/1954	1° S,	23° 1/2 W	6-6 1/4
14/ 8/1953	1° 1/2 S,	20° 1/3 W	5 1/2
20/ 6/1954	1/2 S,	18° W	6 1/4
22/ 3/1955	45° N,	28° W	5 1/2
19/10/1954	57° 1/2 N,	32° 1/2 W	5 3/4

Les distances épicentrales de ces séismes sont toutes supérieures à 4.500 km. (L'amplification du séismographe électronique est limitée volontairement à quelque 15.000).



Epicentres de l'Atlantique

Les séismes de la Crête Médiane de l'Atlantique donnant lieu à l'enregistrement d'ondes T correspondent soit à des phénomènes de magnitude importante, soit aux épicentres les plus proches de la Martinique. Ils se situent sur la crête de 0-30 W à 30 N-40 W. Le séisme du 11 décembre 1954 est de magnitude 6,7 et son épicentre est par 52,8 N, 31,7 W, très au Nord des autres épicentres.

Deux régions de la Crête Médiane de l'Atlantique s'étendent l'une au Nord, l'autre au Sud de cette zone de séismes à T. Il s'agit de la région située de 30 N-40 W à 50 N-25 W et comprenant en particulier les Açores et des régions de la Crête Médiane de l'Atlantique de latitude Sud et voisine de l'équateur.

2. — ONDES T DES SÉISMES DE LA CRÊTE MÉDIANE DE L'ATLANTIQUE.

Les ondes T de ces séismes se présentent sous forme d'un train unique, émergeant plus ou moins progressivement, passant par un maximum d'amplitude et décroissant ensuite.

Les vitesses apparentes des premières ondes T relevées, sont respectivement de : 1.460 m/s (BCIS), 1.510 m/s (USCGS), 1.500 m/s (BCIS), 1.480 m/s (USCGS) — 1.638 m/s — 1.482 m/s — 1.585 m/s — 1.490 m/s. (USCGS). Ces vitesses sont très voisines de celle du son dans la mer.

Ce fait, joint à ce que nous n'avons pas de carte détaillée des fonds, aux déterminations différentes des épicentres par le BCIS et par l'USCGS, ne permet pas de préciser les transformations ni le lieu de ces transformations. La vitesse la plus grande 1.638 m/s correspond à l'épicentre le plus proche de la Martinique et de latitude voisine. On trouve un trajet P de l'ordre de 2° pour un trajet total direct.

Les amplitudes, sont faibles. La plus grande amplitude des différentes phases maximums est de 5 mm et pour ce même séisme, le plus proche de la Martinique.

Le séisme du 1er mai 1952 conduit à des phases principales très faiblement inscrites. Les ondes T ont une amplitude maximum de l'ordre de 1,5 mm à 2 mm.

Transformations. S'il est impossible de préciser la nature et le lieu des transformations, le fait le plus important est que celles-ci ont effectivement lieu par des fonds voisins de 2.000 mètres ou supérieurs, si ce n'est pour le séisme du 9 mars 1954, dont l'épicentre est proche des Rochers de Saint-Paul. ***Pour les autres séismes les transformations se situent à des profondeurs supérieures à celle du Sofar dans l'Atlantique (1.500 mètres).***

3. — RÉGION DES AÇORES.

Aucun séisme de cette région, pendant les années considérées, n'a été enregistré en Martinique. Nous ne pouvons donc rien dire quant à la possibilité ou non de propagation de T à partir de ces épicentres, pour cet observatoire.

On peut cependant mentionner que M. Metzger [9] signale l'enregistrement à M'Bour d'ondes T en provenance d'un séisme des Açores.

4. — RÉGION DE LA CRÊTE MÉDIANE DE L'ATLANTIQUE VOISINE DE L'ÉQUATEUR.

La Crête Médiane de l'Atlantique à la hauteur de l'équateur devient parallèle à celui-ci (0°30 W à 0°15 W). Trois séismes de cette région ont été enregistrés en Martinique, mais trop faiblement pour être instructifs. Ces enregistrements défectueux ne présentaient pas de T. On doit remarquer que, pour ces épicentres en général, la direction épicentre-Martinique est celle de la Crête pour une partie importante du trajet et que les Rochers de Saint-Paul peuvent constituer un écran partiel aux ondes T provenant de transformations à proximité de l'épicentre. Ces transformations apparaissent elles-mêmes difficiles à proximité de l'épicentre, pour une propagation vers la Martinique, en raison de l'orientation relative du talus par rapport au lieu d'enregistrement. Les transformations, qui conduiraient à l'enregistrement de T en Martinique, pourraient alors avoir lieu au voisinage des Rochers de Saint-Paul (comme pour le séisme du 9 mars 1954 (1/3 N, 29°8 W), mais le trajet continental serait important.

Nous devons rappeler que Don Leet, D. Linehan, P.-R. Berger [10] font état d'un séisme [d'épicentre : 1°5 S-20° W, 30 octobre 1940, $03^h10^m08^s$, 6,2] qui a donné lieu à l'enregistrement de T à Weston et à Harvard. L'arc de grand cercle épicentre-Harvard laisse au Sud la partie de la Crête

Médiane de latitude voisine de l'équateur, mais coupe ensuite la Crête, ainsi que les auteurs le signalent.

5. — RÉGION DE LA CRÊTE MÉDIANE DE L'ATLANTIQUE DE LATITUDE SUD.

Dans l'Atlantique Sud, la Crête est sensiblement Nord-Sud, voisine de 15° W. Aucun séisme de cette région n'a été enregistré en Martinique pendant les années étudiées. On peut s'attendre à ce que des épicentres de latitude comprise entre 5° S et 15° S puissent donner lieu à l'enregistrement de T en Martinique. Quant aux séismes d'épicentre de latitude supérieure à 15° S, les ondes T, issues de transformations au voisinage de l'épicentre, seraient interceptées par le Brésil. Elles ne pourraient donc pas être enregistrées en Martinique.

6. — ÉTUDE DES CAS PARTICULIERS.

SÉISME DU 9 MARS 1954

Epicentre : 1/3 N, 29°8 BCIS.
H : $02^h21^m41^s$.
Epicentre : 1°1/2 N, 30°1/2 W USCGS.
H : $02^h21^m43^s$.
Magnitude : 6-6.1/2.
Distance épicentre-Martinique : 3.665 km USCGS.
: 3790 km BCIS.

Remarquons d'abord l'incertitude de la position de l'épicentre. Celle-ci entraîne une différence possible de distance à la Martinique de 125 km, ce qui n'est pas négligeable.

L'enregistrement est faible dans son ensemble.

Les ondes T se présentent sous forme d'un seul train d'ondes commençant vers $03^h03^m40^s$ et s'étalant sur deux minutes environ.

La durée de propagation BCIS est de 2.519 s et la vitesse apparente est de 1.460 m/s.

L'épicentre USCGS conduit à 2.517 s et 1.510 m/s.

Ces vitesses étant très voisines de 1.470 m/s, on peut admettre que ces ondes ont suivi un trajet direct après transformation à proximité de l'épicentre.

Il faut remarquer que cet épicentre est donné pour être près des Rochers de Saint-Paul.

SÉISME DU 5 MARS 1955

Epicentre : 11° N, 44° W USCGS.
H : $19^h28^m31^s$.
Distance épicentre-Martinique : 1.900 km.

L'enregistrement présente des courtes périodes dans les P. On relève une phase T qui commence vers $19^h49^m40^s$, passe vers $19^h50^m30^s$ par un maximum qui dure 35 s environ puis l'amplitude décroît.

La durée de propagation du début est de 1.269 s donnant une vitesse apparente de 1.500 m/s. La vitesse correspondant aux T de $19^h50^m30^s$ est de 1.440 m/s.

Distance épicentre-Guadeloupe : 1.980 km.

La phase T enregistrée en Guadeloupe commence vers $19^h50^m55^s$ et dure une minute environ. A cette propagation de 1.344 s correspond une vitesse de 1.470 m/s.

SÉISME DU 26 JUILLET 1954

Epicentre : 12°1/2 N, 44° W USCGS.
H : $22^h09^m57^s$.
Epicentre : 11°1/2 N, 43°9 BCIS.
H : $22^h09^m54^s$.
Magnitude : 6 1/4 Pasadena.
Distance épicentre-Martinique : 1.865 km USCGS
: 1.900 km BCIS.

On relève une phase T durant une minute, d'amplitude 1 mm commençant vers $22^h31^m00^s$. La propagation est de 1.263 s et la vitesse de 1.480 m/s USCGS.

En Guadeloupe (distance épicentre-Guadeloupe : 1.935 km USCGS) cette phase T dure une minute et demie environ et commence vers $22^h31^m55^s$. La propagation est de 1.318 s et la vitesse de 1.470 m/s.

SÉISME DU 18 OCTOBRE 1952

Epicentre : 13° N 46° W USCGS

H : $11^h57^m36^s$.

Magnitude : 5 3/4-6.

Distance épicentre-Martinique : 1.645 km.

Les P contiennent des périodes de l'ordre de 0,5 s.

On relève une phase T. Elle débute progressivement vers $12^h14^m20^s$. L'amplitude est plus nette vers $12^h14^m35^s$ et $12^h14^m45^s$ pour donner des amplitudes maximums (5 mm) pendant une minute environ, puis l'amplitude décroît.

Les durées de propagation et les vitesses sont respectivement de : 1.004 s et 1.638 m/s ; 1.019 s et 1.615 m/s ; 1.029 s et 1.595 m/s.

Pour un trajet direct on trouve un trajet initial P respectivement de 235 km, 200 km et 180 km et un trajet initial S respectivement de 305 km, 265 km, 235 km.

SÉISME DU 1er MAI 1952

Epicentre : 28° N, 43°1/2 W USCGS.

H : $16^h10^m41^s$.

Distance épicentre-Martinique : 2.410 km.

Les phases principales du séisme sont très faiblement inscrites.

On relève une phase T vers $17^h37^m45^s$, d'amplitude 1,5 à 2 mm et durant 30 à 40 s. Cette phase T est donc très faible.

La propagation est de 1.624 s et la vitesse de 1.482 m/s.

SÉISME DU 9 JUILLET 1953

Epicentre : 30° N, 42°1/2 W USCGS.

H : $21^h23^m48^s$.

Magnitude : 6 1/2.

Distance épicentre-Martinique : 2.550 km.

Les T sont extrêmement faibles. Elles se présentent sous la forme d'un train d'ondes qui dure 50 s environ et qui commence vers $21^h50^m35^s$.

Ces T ont une durée de propagation de 1.607 s qui pour une distance de 2.550 km conduit à une vitesse de 1.585 m/s. On trouve un trajet P de l'ordre de 260 km, pour un trajet direct.

SÉISME DU 11 DÉCEMBRE 1954

Epicentre : 52°1/2 N, 32° W USCGS.

H : $12^h57^m07^s$.

Epicentre : 52°8 N, 31°7 W BCIS.

H : $12^h57^m08^s$.

Magnitude : 6,7 Rome.

Distance épicentre-Martinique : 4.880 km.

Les phases principales sont correctement inscrites (*i*P *e*S).

On relève une phase T. Elle commence vers $13^h52^m15^s$. L'amplitude croît progressivement pour atteindre 4 mm autour de $13^h52^m15^s$. La propagation des T de $13^h51^m45^s$ est de 3.277 s (54^m37^s) et la vitesse de 1.490 m/s.

CHAPITRE III

RÉGION DE L'AMÉRIQUE CENTRALE

Nous considérerons successivement les séismes dont l'épicentre est :

1. de latitude comprise entre 9° N et 11° N.
2. de latitude supérieure à 11° N.
3. de latitude inférieure à 9° N.

1. — ÉPICENTRES DE LATITUDE COMPRISE ENTRE 9 ET 11° N.

Ces séismes donnent lieu à l'enregistrement d'ondes T en Martinique. Les séismes étudiés sont les suivants :

Date	Coordonnées	Magnitude	
13/ 5/1952	10° 1/2 N, 85° W	Mag. : 6,9.	h = 100 km.
21/10/1952	9° 1/2 N, 84° 1/2 W		Epicentre dans le Pacifique, près de la côte.
30/12/1952	10° 1/2 N, 84° W	Ressenti.	
7/ 1/1953	9° 1/2 N, 83° W	Ressenti.	
27/ 3/1954	9° N, 84° W	Ressenti.	h = 100 km. Dans le Pacifique, près de la côte.
1/ 8/1955	10° N, 84° 1/2 W	Mag. : 5,9	

Ces épicentres situés dans une région géographique relativement peu étendue conduisent à l'enregistrement de T en Martinique qui présentent des caractères communs d'un séisme à un autre.

ONDES T DE CES SÉISMES

Elles peuvent être décomposées en trois phases :

— Une phase dont la vitesse est supérieure à 1.470 m/s (1.585 m/s ; 1.690 m/s ; 1.620 m/s). Cette phase T n'est pas systématiquement enregistrée ; quand elle l'est, son amplitude reste toujours petite ; cette phase ne figure parfois qu'à l'état de traces.

— Une phase T systématiquement enregistrée dont la vitesse est voisine de 1.470 m/s ou légèrement supérieure (1.535 m/s ; 1.500 m/s ; 1.520 m/s ; 1.465 m/s). Ces ondes sont tout à fait nettes et conduisent au maximum d'amplitude T_1M_1.

— Une phase T dont la vitesse est inférieure à 1.470 m/s. (1.350 m/s ; 1.430 m/s ; 1.370 m/s ; 1.400 m/s). Cette phase n'est pas systématiquement enregistrée.

Propagation de ces différentes phases T

1) Première phase T non systématiquement enregistrée : T_1.

Trois séismes présentent cette première phase T, respectivement nette, faible et à l'état de traces. La recherche des lieux des points de transformation PT et ST conduit au résultat suivant :

Ces ondes T, correspondant à un minimum de durée de propagation, se sont propagées par un trajet allongé sous forme de P puis de T. Les points de transformation PT sont constitués par le talus sous-marin 81°1/2 W, de 12° N à 13°1/2 N. L'ordre de grandeur du trajet terrestre est de 400 km.

2) Phase T systématiquement enregistrée (deuxième phase T).

Cette phase correspond à des T dont la vitesse est voisine de 1.470 m/s, elle conduit au maximum T_1M_1 dont le début peut être relevé peu après celui de ces ondes.

Deux cas se présentent selon les coordonnées de l'épicentre :

L'épicentre est tel que l'arc de grand cercle Epicentre-Station passe au Nord des hauts fonds qui s'étendent au Nord de la Péninsule de Goajira. Ces ondes T suivent alors un trajet sensiblement direct.

Tout conduit à penser, et la recherche des lieux des points de transformation PT et ST montre, que le début de cette phase T provient de transformation PT et le maximum T_1M_1 de transformation ST en une même région du talus sous-marin. En effet le lieu PT définit des points du talus correspondant, étant donné la topographie, au minimum de trajet terrestre possible, et la différence des temps de propagation entre le début de cette phase et le début du maximum T_1M_1 correspond à la différence S-P, relative à la distance de l'épicentre aux points de transformation.

L'épicentre est tel que l'arc de grand cercle Epicentre-Station passe par les hauts fonds (inférieurs à 200 mètres) qui s'étendent au Nord de la Péninsule de Goajira ou écorne même la terre ferme. Les points de transformation ne peuvent être alors que ceux qui, à partir d'une certaine latitude, sont directement visibles de Martinique. On se reportera à l'étude du séisme du 7 janvier 1953 pour lequel les enregistrements de Guadeloupe apportent de précieux renseignements.

Cette phase T et le maximum T_1M_1 correspondent donc à des ondes T pour lesquelles les points de transformation correspondent au minimum de trajet terrestre. (50 km, 100 km, 150 km et 200 km). Il est intéressant de remarquer que, de tous les maximums T_1M_1 enregistrés, le plus grand correspond au séisme dont l'épicentre conduit au trajet terrestre le plus court, 50 km, sans pour cela que ce séisme soit le plus fort. (Bien que ressenti, aucune magnitude ne lui est attribuée, 7 janvier 1953).

3) Troisième phase T.

Cette phase correspond à des T dont la vitesse est inférieure à 1.470 m/s. Elle n'est pas systématiquement enregistrée.

Le séisme du 7 janvier 1953 nous a permis de préciser la propagation de ces ondes.

La recherche des lieux des points de transformation, PT, ST, et LgT, ne conduit à aucune possibilité de propagation.

La durée de propagation et la topographie permettent de retenir une propagation par réflexion se décomposant de la façon suivante :

— Le trajet terrestre conduit à des transformations PT et ST en des points du talus les plus proches de l'épicentre.

— L'ellipse de réflexion passe au voisinage immédiat du talus sous-marin bordant au Sud Porto Rico et la R. Dominicaine, par 17°7 N de 66° à 70° W, et que nous retiendrons comme lieu de réflexion.

Cette troisième phase T est inscrite pour cinq séismes : pour les trois séismes qui présentent la première phase T, et deux autres. La présence de cette dernière phase T dans ces deux autres séismes, qui ne présentent pas la première phase T, montre que la propagation de T par réflexion peut être plus favorable qu'une propagation de T à partir de transformations situées à plusieurs centaines de km de l'épicentre.

L'amplitude de cette phase T, particulièrement importante pour le séisme du 7 janvier 1953, permet finalement de considérer cette phase comme une réflexion d'ondes comparables au maximum T_1M_1.

2. — ÉPICENTRES DE LATITUDE SUPÉRIEURE A 11° N.

Les épicentres de cette région se situent au voisinage de la côte Ouest, soit en terre, soit dans la mer.

Deux séismes (26 février 1952 ; 4 avril 1955) ont donné lieu à l'enregistrement de T au Morne des Cadets. L'amplitude de ces ondes est extrêmement faible, ce sont plutôt des traces qui méritent cependant d'être étudiées. La position de l'épicentre par rapport à la mer des Antilles et aux premières pentes en mer conduit nécessairement à un trajet terrestre important avant les transformations PT ou ST. Malgré la faible amplitude de ces ondes, entraînant une certaine imprécision quant à leur durée de propagation, les lieux de transformation PT ou ST conduisent à des trajets terrestres qui sont de l'ordre de grandeur de ceux que suggère l'observation de la carte (400 km, 26 février 1952 ; 500 à 600 km, 4 avril 1955).

Il faut remarquer aussi que l'ensemble du talus sous-marin s'étendant à l'Ouest de la mer des Antilles ne semble pas très favorable aux transformations des ondes continentales : les pentes sont le plus souvent très faibles.

On peut décomposer ce talus en quatre parties :

Latitude supérieure à 13° N : les pentes sont extrêmement faibles et la distance de ce talus aux épicentres considérés augmente rapidement du Sud au Nord. (Epicentre 13° N : 800 km ; Epicentre 14° N : 1.000 km ; 15° N : 1.300 km).

Latitude de 12 à 13° N par 81°1/2 W : cette région du talus est peu étendue, c'est celle que nous avons retenue pour les transformations PT de la première phase T des séismes de latitude comprise entre 9° N et 11° N. Ce talus conduit à un trajet terrestre de l'ordre de 600 km, et ce, pour les épicentres les plus à l'Est. Ce talus peut être retenu comme lieu d'émergence d'une partie des traces de T du séisme du 4 avril 1955.

Latitude 12° N de 81 à 82° W : l'orientation de cette partie du talus est Est-Ouest et ne peut donc pas permettre la propagation d'ondes T vers la Martinique.

Latiude inférieure à 12° N : l'orientation de ce talus dans sa partie Nord (vers 11°1/2 N) serait plus favorable à une propagation de T à partir de ce talus dans une direction Nord-Ouest-Sud-Est, c'est-à-dire vers la côte Nord-Ouest de la Colombie, que vers la Martinique. On peut attribuer les traces T de ces deux secousses à des transformations vers 11° N. Le trajet terrestre est, respectivement pour ces deux secousses, de l'ordre de 400 km et de 500 km.

Pour des épicentres plus au Nord que ceux-ci, le trajet terrestre augmenterait rapidement (ex. : 14° N : 900 km).

Si on se limite aux épicentres situés à une distance de l'ordre de 1° du point 12° N, 87° W on obtient la liste suivante des séismes des années 1952 à 1955 enregistrés en Martinique.

Date	Coordonnées	Magnitude	
26/ 2/1952	11° 1/2 N, 86° 1/2 W	6,2 Ressenti.	h = 100. Traces de T.
2/ 3/1952	11° N, 86° 1/2 W		h = 100.
3/ 3/1952	11° N, 86° 1/2 W		h = 100.
20/11/1952	12° 1/2 N, 88° W	6 3/4.	
19/ 2/1954	11° 1/2 N, 87° 1/2 W	7 Ressenti.	
19/ 2/1954	12° 1/2 N, 87° 1/2 W	7,1 Ressenti.	
4/ 4/1955	13° N, 87° W	6 1/4.	Traces de T.

On voit qu'aucun paramètre, ou qu'aucune association de paramètres (magnitude et profondeur) ne rend compte de l'enregistrement ou non d'ondes T. Les deux enregistrements d'ondes T présentent, pour ces ondes, des amplitudes extrêmement petites : ce sont des traces. On est en droit, en toute honnêteté, de se demander si de pareilles ondes n'auraient pas échappé à l'examen des autres enregistrements ou si même, les ondes retenues sont effectivement des T. Il serait bon, avant de conclure, d'attendre des enregistrements plus nombreux.

3. — ÉPICENTRE DE LATITUDE INFÉRIEURE A 9° N.

Nous délimiterons cette région par : 0 à 9° N, 75 à 84° W, qui s'étend à une partie de la Colombie et du Pacifique, au voisinage de la côte Sud de l'Amérique Centrale et de la côte Ouest de la Colombie. De nombreux séismes de cette région ont été enregistrés au Morne des Cadets. ***Aucun d'eux ne présente de* phase T.**

Propagation théorique des ondes T de ces séismes
Ondes PT ou ST. Points de transformation. Trajet direct

Soit un épicentre représentatif de cette région, de coordonnées 6° N-80° W. La distance épicentre-Martinique est de l'ordre de 2.250 km. Au voisinage de l'arc de grand cercle, pour une propagation PT ou ST sensiblement directe, les points de transformation suggérés par les cartes de fonds sont constitués par les pentes du talus Sud de « los Roques ». Nous verrons que ce talus aux pentes accentuées est trouvé comme lieu de transformation des ondes continentales donnant les ondes T enregistrées lors des séismes de la région « Nord de l'Amérique du Sud » ; les épicentres de cette région étant de part et d'autre de l'arc de grand cercle défini par notre épicentre fictif et par la Martinique, cet alignement écarte toute discussion quant à l'orientation du talus par rapport au parcours PT ou ST. Ce talus de transformation conduit, dans le cas actuel, à un trajet continental P ou S de l'ordre de 1.600 km et à un trajet océanique de l'ordre de 650 km. Le calcul de la durée de propagation des ondes PT et ST montre que les ondes T se superposeraient aux phases principales de la secousse. Sur de nombreux enregistrements il serait néanmoins possible de relever l'existence de trains d'ondes de la période des T modulant, aux heures calculées, des périodes qui sont plus grandes. Or tel n'est pas le cas.

Pour les séismes *étudiés* cette propagation envisagée n'a donc pas lieu.

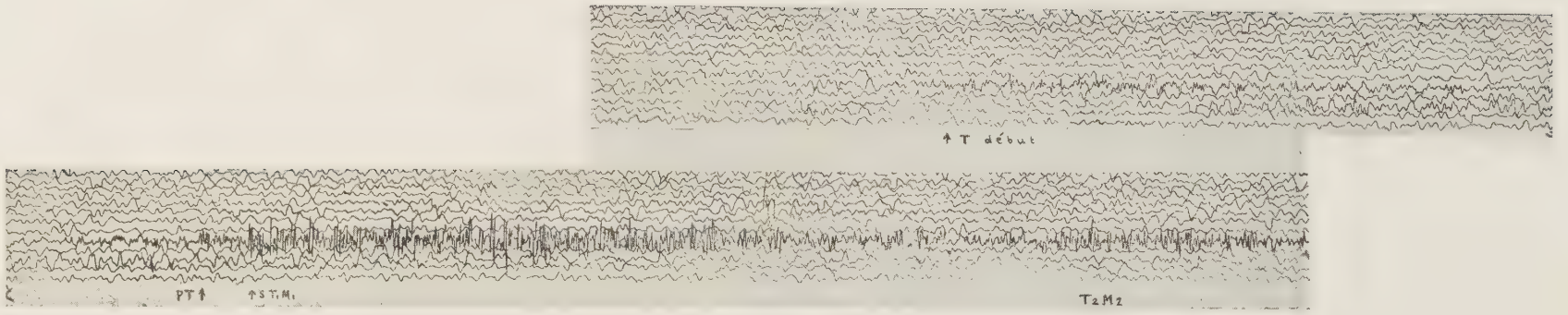
Ondes PT ou ST se propageant par trajet allongé

La topographie ne suggère aucun parcours de propagation PT ou ST par un trajet total allongé. La raison principale en est que les points de transformations situés sur le talus qui s'étend de la Péninsule de Goajira à l'Amérique Centrale ne sont pas visibles de Martinique. On pourrait éventuellement trouver, pour les épicentres les plus au Nord de cette région, une phase T provenant de transformations sur le talus voisin de 9°1/2 N-78° W et réfléchie sur le talus Sud de Porto Rico et de la R. Dominicaine, de la même façon que la phase T réfléchie des séismes d'Amérique Centrale.

4. — ÉTUDE DE LA PROPAGATION DES ONDES T. CAS PARTICULIERS.

TABLEAU COMPARATIF DES DIFFÉRENTES PHASES T DES SÉISMES

Date	T_1	T_1	T_1M_1	T_2M_2	
7/1/53					
Propagation.	1.548 s	1.675 s	1.682 s	1.815 s	2.450 km
Vitesse.	1.585 m/s	1.465 m/s	1.460 m/s	1.350 m/s	Ressenti
Amplitude.	nette	3 mm	8 à 12 mm	4 mm	
13/5/52					
Propagation.	1.565 s	1.710 s	1.735 s	1.840 s	2.625 km
Vitesse.	1.690 m/s	1.535 m/s	1.515 m/s	1.430 m/s	Mag. : 6,9
Amplitude.	faible	nette	3 mm	faible	h = 100 km
30/12/52					
Propagation.	1.558 s	1.680 s	1.700 s	1.823 s	2.520 km
Vitesse.	1.620 m/s	1.500 m/s	1.480 m/s	1.370 m/s	Ressenti
Amplitude.	traces	nette	1,5 mm	nette	
21/10/52					
Propagation.	—	1.714 s	1.734 s	1.854 s	2.600 km
Vitesse.	—	1.520 m/s	1.500 m/s	1.400 m/s	
Amplitude.	—	faible	1 mm	faible	
27/3/54					
Propagation.	—	1.704 s	1.715 s	—	2.560 km
Vitesse.	—	1.500 m/s	1.492 m/s	—	Ressenti
Amplitude.	—	faible	nette	traces	h = 100 km
1/9/55					
Propagation.	—	1.684 s	1.709 s	—	2.585 km
Vitesse.	—	1.535 m/s	1.515 m/s	—	Mag. : 5,9
Amplitude.	—	faible	1 mm	—	Ressenti.
26/2/52					
Propagation.	—	1.737 s	—	—	2.760 km
Vitesse.	—	1.590 m/s	—	—	Mag. : 6
Amplitude.	—	traces	—	—	h = 100 km Ressenti
4/4/55					
Propagation.	—	1.616 s	—	—	2.790 km
Vitesse.	—	1.730 m/s	—	—	Mag. : 6 1/4
Amplitude.	—	traces	—	—	



« Amérique Centrale », 7 janvier 1953, 9° 1/2 N-83° W, H : 12.00.30

SÉISME DU 7 JANVIER 1953

Epicentre : 9°1/2 N, 83° W USCGS.

H : $12^h00^m30^s$.

« Plusieurs blessés et de petits dommages ».

Distance épicentre-Martinique : 2.450 km.

Les phases P et S n'ont rien de remarquable. Les P sont de faible amplitude sans courtes périodes, les S sont bien inscrites sur l'enregistrement « courte période », les phases T sont d'amplitude beaucoup plus grande que les P.

1) Ondes T_1.

Les ondes T commencent très nettement vers $12^h26^m18^s$. Des périodes de 0,5 s environ modulent l'agitation. Ce début correspond à une durée de propagation de 1.584 s et à une vitesse de 1.585 m/s pour une distance de 2.450 km.

Le lieu PT passe en particulier par le talus sous-marin voisin de 81°W, de 12° à 14° N, où les courbes 1.000 et 2.000 m révèlent les plus fortes pentes moyennes de l'ensemble du talus. Le lieu ST à l'Est du lieu PT, est en grande partie en mer profonde. On peut donc considérer ce début des ondes T comme provenant de transformations PT, à quelque 400 km de l'épicentre, en une région du talus qui présente les plus fortes pentes.

2) Autres ondes T_1 et maximum T_1M_1.

On relève un véritable impétus *i*T à $12^h28^m25^s$. L'amplitude saute à 3 mm, puis à $12^h28^m32^s$ une nouvelle onde T porte l'amplitude à 8 mm. Cette dernière phase constitue le maximum T_1M_1 qui dure 80 s environ, l'amplitude atteignant 12 mm. Ce train décroît rapidement, l'amplitude restant toutefois de 3 mm.

Les T de $12^h28^m25^s$ ont une durée de propagation de 1.675 s et une vitesse de 1.465 m/s.

Les T de $12^h28^m32^s$ ont une durée de propagation de 1.682 s et une vitesse de 1.460 m/s.

Les lieux PT et ST ($12^h28^m25^s$) sont deux courbes extrêmement voisines l'une de l'autre. Les parties s'étendant au Sud de l'épicentre sont à exclure, se trouvant en terre ferme. Les parties situées au Nord de l'épicentre passent à partir d'une certaine distance par la courbe 1.000 m des pentes en mer. Nous ne retiendrons, en outre, que les points du talus directement visibles de la Martinique. En effet la Péninsule de Goajira et les hauts fonds, qui la bordent au Nord, se trouvent sur l'arc de grand cercle Epicentre-Station et forment un écran aux T émergeant de certains points du talus au Nord-Est de l'épicentre. Nous retiendrons un trajet terrestre de 70 km vers le Nord de l'épicentre conduisant à des transformations susceptibles de donner lieu à des T enregistrées en Martinique.

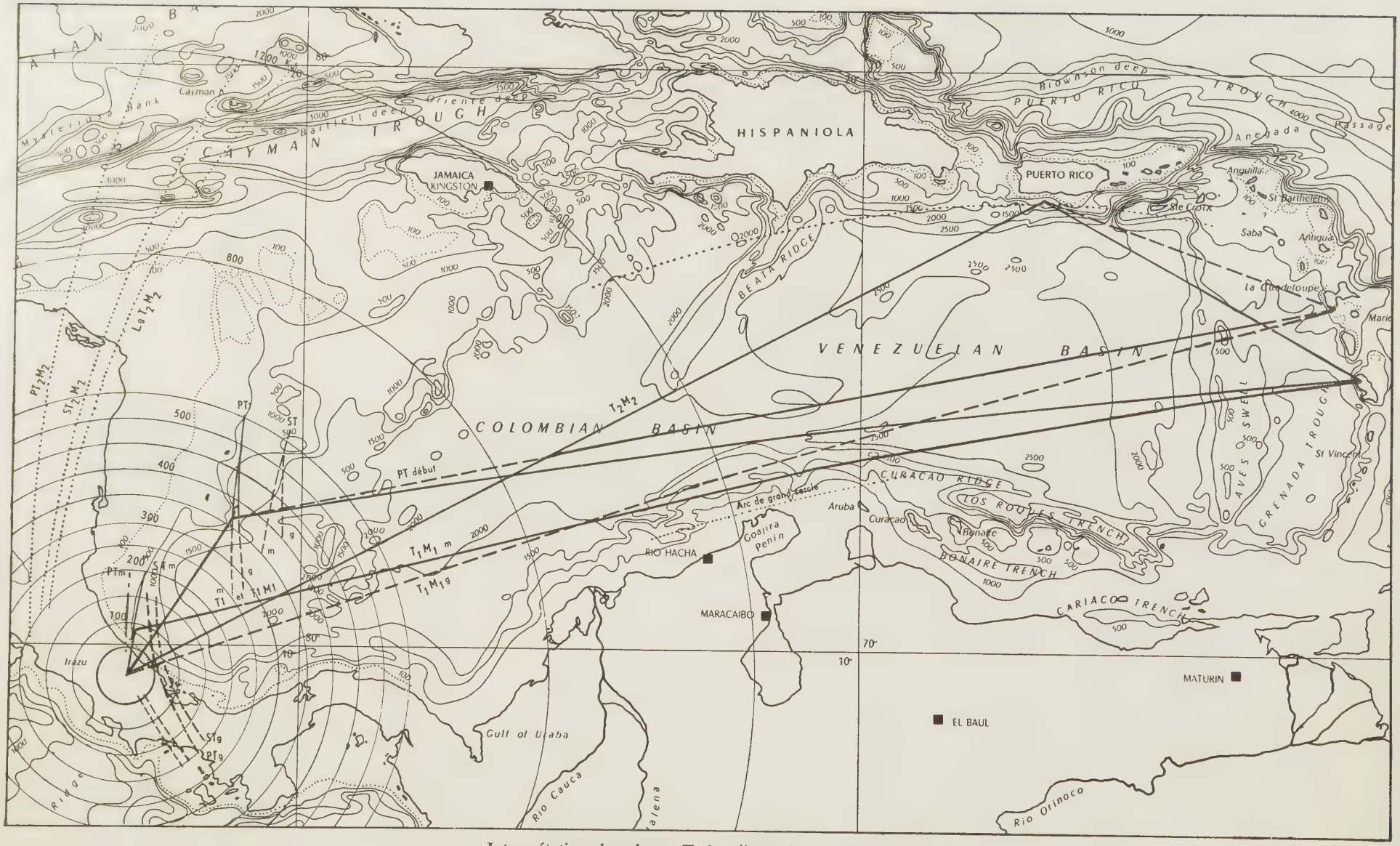
Dès lors une interprétation des deux *i*T ($12^h28^m25^s$ et $12^h28^m32^s$) peut être faite : la différence des durées de propagation de ces deux trains d'ondes T est de 7 s. Considérons cette différence comme une différence S-P. On a $S - P \neq 7$ s pour 60 km. Cette distance est de l'ordre de grandeur de la distance retenue pour le trajet terrestre. Le premier *i*T correspondrait donc à une transformation PT et le second à une transformation ST. La différence d'amplitude de ces deux ondes T (3 et 8 mm) se trouverait facilement expliquée par la différence des amplitudes des ondes P et S, de périodes comparables à courtes distances de l'épicentre.

Amplitude comparée des T $12^h26^m18^s$ et des T_1M_1

La différence importante des amplitudes de ces deux phases T peut être attribuée, en partie, à la différence des trajets terrestres respectivement suivis par ces ondes. La transformation PT pour les T du début a lieu après un trajet P de l'ordre de 400 km, tandis que les T maximums proviennent de transformations à 70 km. Notons aussi, en faveur de cette remarque, que les séismes de cette région ne donnent pas de T aux Bermudes à notre connaissance, malgré l'existence de talus de transformations.

3) Ondes T_2. Réflexion.

Le maximum T_1M_1 est suivi d'un deuxième maximum T_2M_2. Cette phase commence vers $12^h30^m45^s$, se poursuit jusqu'à $12^h33^m00^s$, l'amplitude pouvant atteindre 4 mm.



Interprétation des phases T du séisme du 7 janvier 1953

La durée de propagation est de 1.815 s et la vitesse de 1.350 m/s.

Les lieux des points de transformation PT, ST, LgT ne déterminent aucune région de transformation susceptible de conduire à des T en Martinique.

Considérons les ondes T_2 comme étant des ondes T réfléchies.

Soit un trajet terrestre de l'ordre de 60 km. On a P — H $\neq$ 10 s et S — H $\neq$ 17 s. Cette distance conduit à des transformations en des points du talus le plus proche de l'épicentre. La durée de propagation en mer est alors de 1.805 s ou de 1.798 s, soit des parcours très voisins de 2.650 km. L'ellipse de réflexion (de foyers : Station, et un point du talus de transformation, 10° N, 82° 1/2 W) passe au voisinage immédiat du talus s'étendant au Sud de Porto Rico et de la R. Dominicaine par 18° N.

Remarquons que l'orientation générale du talus réflecteur, par 18° N, paraît favorable à une telle réflexion, et que l'orientation générale du talus des transformations, au voisinage de l'épicentre, est favorable à la propagation de T en direction du talus réflecteur (talus de transformations perpendiculaire à la direction de propagation des ondes).

Cette interprétation des T_2 par réflexion nous paraît la seule qui mérite d'être retenue.

GUADELOUPE.

Distance épicentre-Guadeloupe : 2.420 km.

Enregistrement Mainka.

Les phases principales font presque totalement défaut. Les ondes T, par contre, sont nettes. Elles s'étalent sur cinq minutes environ.

1) Ondes T_1. Début des T.

Il est difficile de préciser le début des ondes T. Il y en a certainement à $12^h25^m50^s$. Ces ondes T sont comparables à celles de $12^h26^m18^s$ enregistrées en Martinique.

La durée de propagation est de 1.520 s et la vitesse de 1.590 m/s.

Les lieux de transformation PT et ST se superposent pratiquement et respectivement à ceux qui ont été obtenus pour la Martinique. On se reportera donc aux conclusions de l'étude des T_1 de Martinique.

2) Autres ondes T_1. Maximum T_1M_1.

Si les premières ondes T sont de petite amplitude, un train d'ondes T tout à fait nettes commence à $12^h27^m32^s$.

La durée de propagation de ces ondes est de 1.662 s ; elles sont à comparer aux ondes T de Martinique de $12^h28^m25^s$ et $12^h28^m32^s$. (propagation 1.675 s et 1.682 s). La vitesse de ces ondes est de 1.495 m/s.

Les lieux PT et ST déterminent avec une précison tout à fait satisfaisante le talus sous-marin près de l'épicentre, à 50 km, *et ce sur le trajet direct arc de grand cercle.* Cette remarque est importante. En effet la Guadeloupe, plus au Nord que la Martinique, est telle que le trajet direct, arc de grand cercle, passe au Nord des hauts fonds de la Péninsule de Goajira. Les T émergeant de points situés sur l'arc de grand cercle peuvent alors se propager en direction de la Guadeloupe et être enregistrées en cette station. Le début de ce maximum s'interprète donc par des transformations PT en des points du talus sous-marin le plus proche de l'épicentre 50 km.

Comparons les heures d'arrivée de T_1M_1 en Martinique et en Guadeloupe.

T_1M_1 Guadeloupe : $12^h27^m32^s$. Propagation : 1.622 s.

T_1M_1 Martinique : $12^h28^m25^s$. Propagation : 1.675 s.

Le maximum T_1M_1 arrive donc en Guadeloupe 53 s plus tôt qu'en Martinique. Cette différence ne peut s'expliquer par la différence des distances Epicentre-Guadeloupe, Epicentre-Martinique : elle est de 30 km, ce qui, pour une différence de propagation T, ne conduirait qu'à 20,4 s. Ceci montre bien que les débuts des maximums en Guadeloupe et en Martinique ne sont pas dûs aux mêmes transformations PT. La durée de propagation pour la Martinique provient donc de ce que les T ont suivi un trajet plus long que le trajet direct, en émergeant de points du talus au Nord-Ouest

de ceux que l'on trouve pour la Guadeloupe, et directement visibles de Martinique. En se reportant à la carte on a :

Propagation du début de T_1M_1 Guadeloupe :	P :	50 km	9 s
	T :	2.370 km	1.613 s
Propagation totale	P + T :	2.420 km	1.622 s
Propagation du début de T_1M_1 Martinique :	P :	70 km	13 s
	T :	2.443 km	1.662 s
Propagation totale	P + T :	2.513 km	1.675 s

Ceci, pour être vrai, suppose que les transformations PT ont lieu à des profondeurs voisines de 1.000 mètres.

Le maximum T_1M_1 de Guadeloupe est plus étalé que celui de Martinique. (Guadeloupe : 2 minutes environ. Martinique 80 secondes). Cette différence est imputable à la présence des hauts fonds de Goajira. En l'absence de cet écran le maximum T_1M_1 arriverait en Martinique après une propagation de : 1.644 s (P : 50 km soit 9 s, T : 2.400 km soit 1.635 s). Il arrive effectivement après une propagation de 1.675 s, soit une différence de 31 s correspondant aux T absorbées par les hauts fonds.

3) Réflexion des T.

Les positions relatives de l'épicentre, de la Martinique, de la Guadeloupe et du talus réflecteur (trouvé pour les T_2M_2 de Martinique) font apparaître essentiellement une différence de trajet T, pour les T réfléchies et inscrites respectivement en Guadeloupe et en Martinique. Cette différence varie de 80 à 120 km selon les points du réflecteur.

La propagation des T_2M_2 de Martinique est de 1.815 s. Les différences de propagation pour la Guadeloupe seraient de 48 s pour 80 km, soit une propagation des T_2 Guadeloupe de 1.767 s, qui conduit à $12^h29^m57^s$ et de 82 s pour 120 km, soit une propagation des T_2 Guadeloupe de 1.733 s, qui conduit à $12^h29^m23^s$.

Des T sont enregistrées en Guadeloupe jusqu'à $12^h30^m30^s$ et peuvent donc être considérées comme des T réfléchies.

SÉISME DU 13 MAI 1952

Epicentre : 10° 1/2 N, 85° W USCGS.
H : $19^h31^m45^s$.
h : 100 km.
Epicentre : 10° 1/2 N, 84° 1/2 W BCIS.
H : $19^h31^m48^s$.
h : 100 km.
Magnitude : 6,9 Pasadena.
Distance épicentre-Martinique : 2.625 km.

L'enregistrement est faible. Les P ne présentent pas de courtes périodes. Les T sont très étalées et de faible amplitude si ce n'est une phase maximum tout à fait nette.

1) Ondes T.

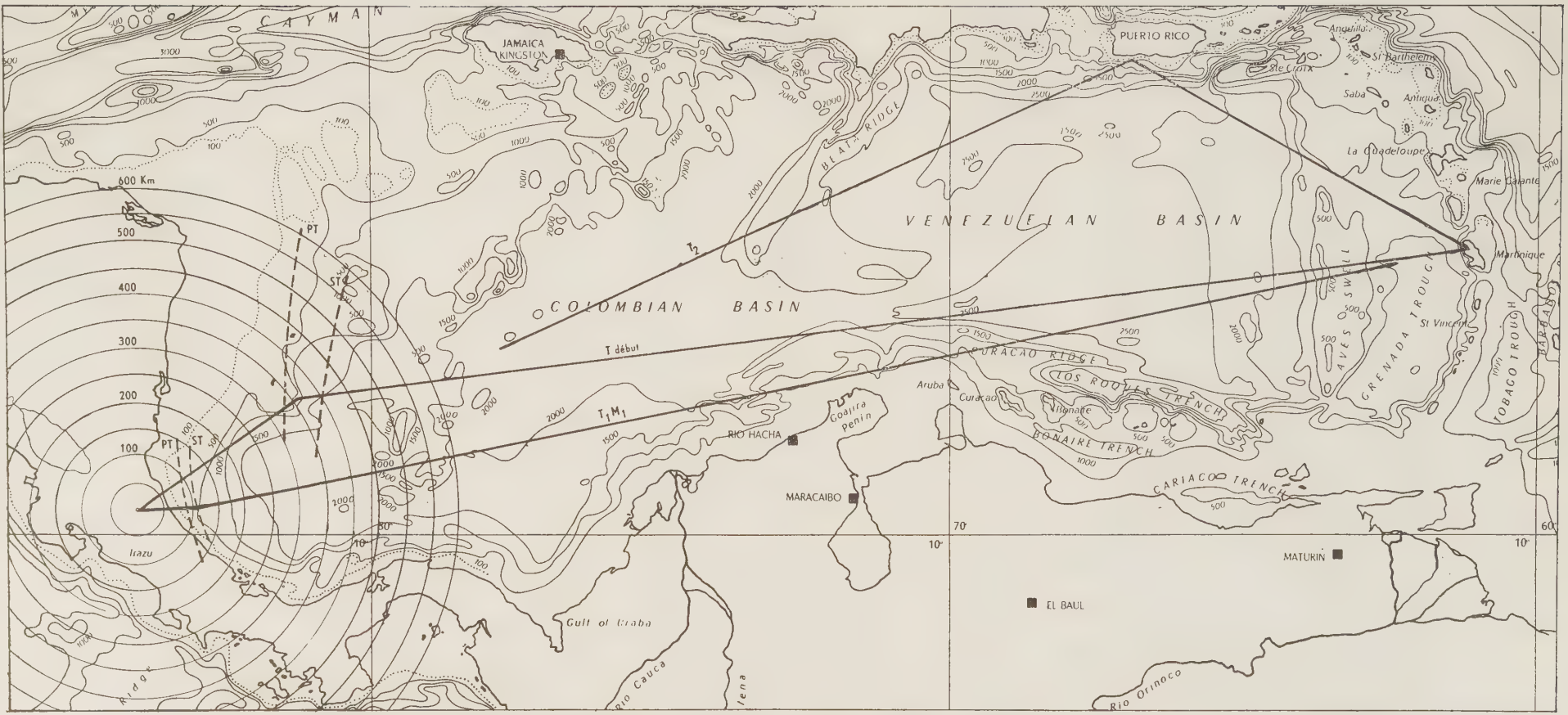
1) Les premières ondes T sont très faibles. Il semble que l'on puisse en relever avec certitude vers $19^h57^m50^s$. Soit une durée de propagation de 1.565 s et une vitesse de 1.690 m/s.

Nous rechercherons, comme pour le séisme précédent, une propagation par trajet allongé, conduisant à une transformation PT.

Pour un trajet P inférieur à 400 km, la distance (P + T) km est inférieure à la distance épicentre-Martinique. Pour un trajet P compris entre 400 et 650 km, on retrouve la même région possible de transformation PT que lors de l'étude précédente.

2) Ondes T_1M_1.

Vers $20^h00^m15^s$ l'amplitude croît sensiblement pour donner une phase maximum qui commence à $20^h00^m40^s$.



Interprétation des phases T du séisme du 13 mai 1952

Les T $20^h00^m15^s$ ont une propagation de 1.710 s et une vitesse de 1.535 m/s.

Le début du maximum T_1M_1 a une durée de propagation de 1.735 s et une vitesse de 1.515 m/s. Ce maximum dure 30 s environ, l'amplitude atteint 3 mm, la période est de 0,58 s.

Les courbes PT et ST permettent de considérer les T de $20^h00^m15^s$ et le maximum T_1M_1 comme provenant de transformation sur le talus sous-marin, le plus proche de l'épicentre, conduisant à des ondes T directes. En toute rigueur le lieu PT détermine soit des points en terre ferme, soit des points de la côte, et devrait donc être exclu. Le lieu ST passe par des fonds voisins de 1.000 m à 200 km de l'épicentre sur le trajet direct. La différence [T_1M_1 — T ($20^h00^m15^s$)] de 25 s, considérée comme une différence S-P, conduit à une distance de 220 km. On serait donc tenté d'interpréter ces deux phases T comme étant dues aux transformations successives des ondes P et S sur le talus situé à quelque 200 km de l'épicentre. Rappelons que la détermination de cet épicentre comporte une incertitude de 1/2°, et que l'enregistrement est faible.

Nous retiendrons de ces ondes, qu'elles se sont propagées suivant le trajet direct, la position de l'épicentre étant telle que l'arc de grand cercle ne rencontre pas les hauts fonds s'étendant au Nord de la Péninsule de Goajira.

3) Ondes T_2.

Les ondes T se poursuivent jusqu'à 20^h04^m... environ. On ne relève pas de maximum. Les durées de propagation de ces ondes permettent de les identifier à des T réfléchies, comparables aux T_2 de la secousse du 7 janvier 1953.

SÉISME DU 30 DÉCEMBRE 1952

Epicentre : 10° 1/2 N, 84° W USCGS.

H : $12^h07^m02^s$.

Ressenti.

Distance épicentre-Martinique : 2.520 km.

L'enregistrement est assez faible sur l'enregistrement « courte période ». Les P ne présentent absolument pas de périodes courtes.

Deux phases T sont bien inscrites.

1) Ondes T_1. Début des T.

On peut relever des traces de T vers $12^h33^m00^s$.

Ces ondes ont une propagation de 1.558 s et une vitesse de 1.620 m/s.

Le lieu des points de transformation PT conduit aux conclusions des études précédentes.

2) Maximum T_1M_1.

Les ondes T, jusqu'alors à l'état de traces, deviennent plus nettes vers $12^h35^m00^s$ et conduisent au début de la phase maximum vers $12^h35^m20^s$. L'amplitude est de 1,5 mm et ce train dure 15 s environ. Les ondes T de $12^h35^m00^s$ ont une propagation de 1.680 s et une vitesse de 1.500 m/s. Ces ondes et le maximum constituent les T qui se sont propagées directement après un court trajet terrestre de 1° environ.

3) Ondes T_2.

Bien que d'amplitude plus petite que celle des T_1M_1, on relève des ondes T_2 vers $12^h37^m25^s$. Cette phase dure une minute environ sans maximum défini.

Ces ondes T_2 : $12^h37^m25^s$, ont une propagation de 1.823 s et une vitesse de 1.370 m/s. Elles sont comparables aux ondes T_2 réfléchies au voisinage des côtes Sud de Haïti et de Porto Rico, trouvées lors des séismes du 7 janvier 1953 (1.815 s) et 21 octobre 1952 (1.830 s).

SÉISME DU 21 OCTOBRE 1952

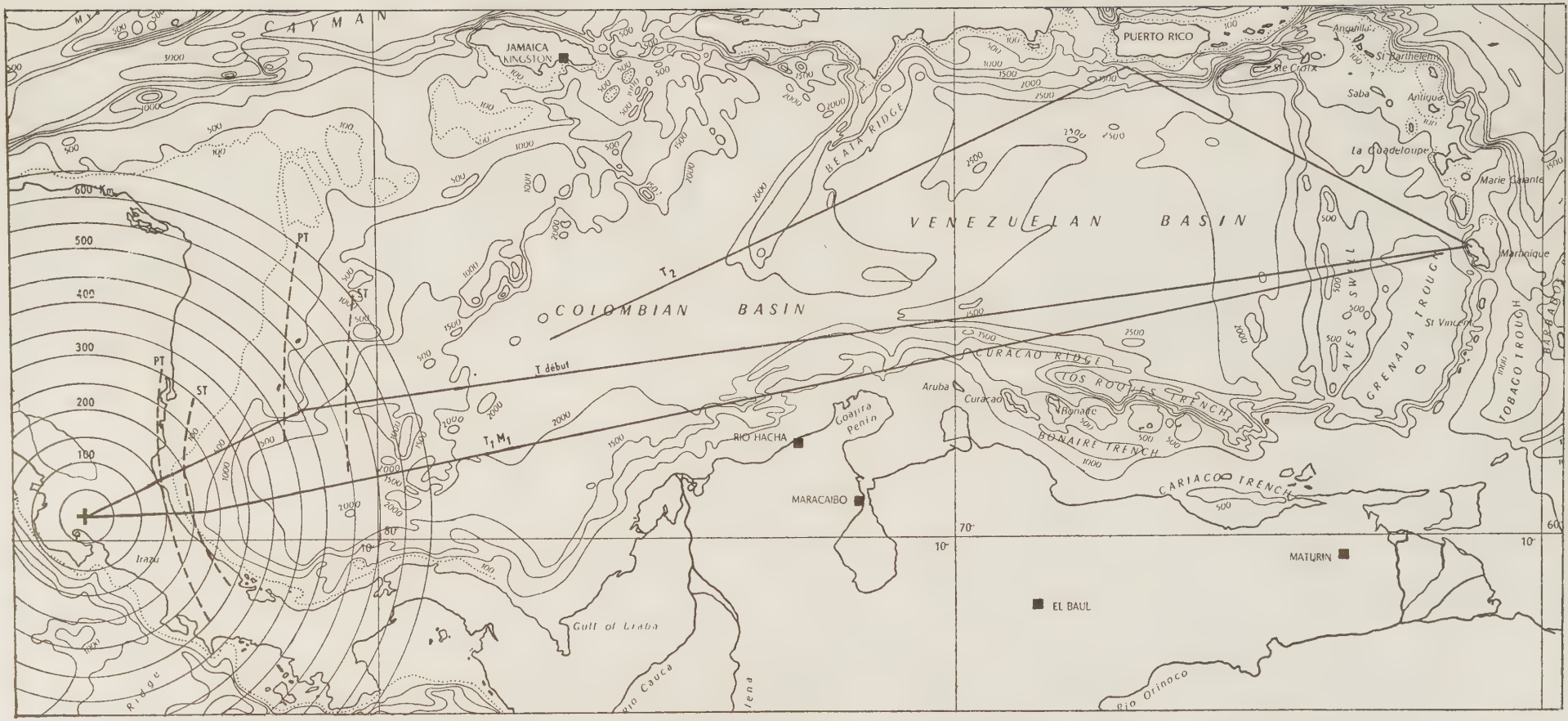
Epicentre : 9° 1/2 N, 84° 1/2 W USCGS.

H : $02^h30^m46^s$.

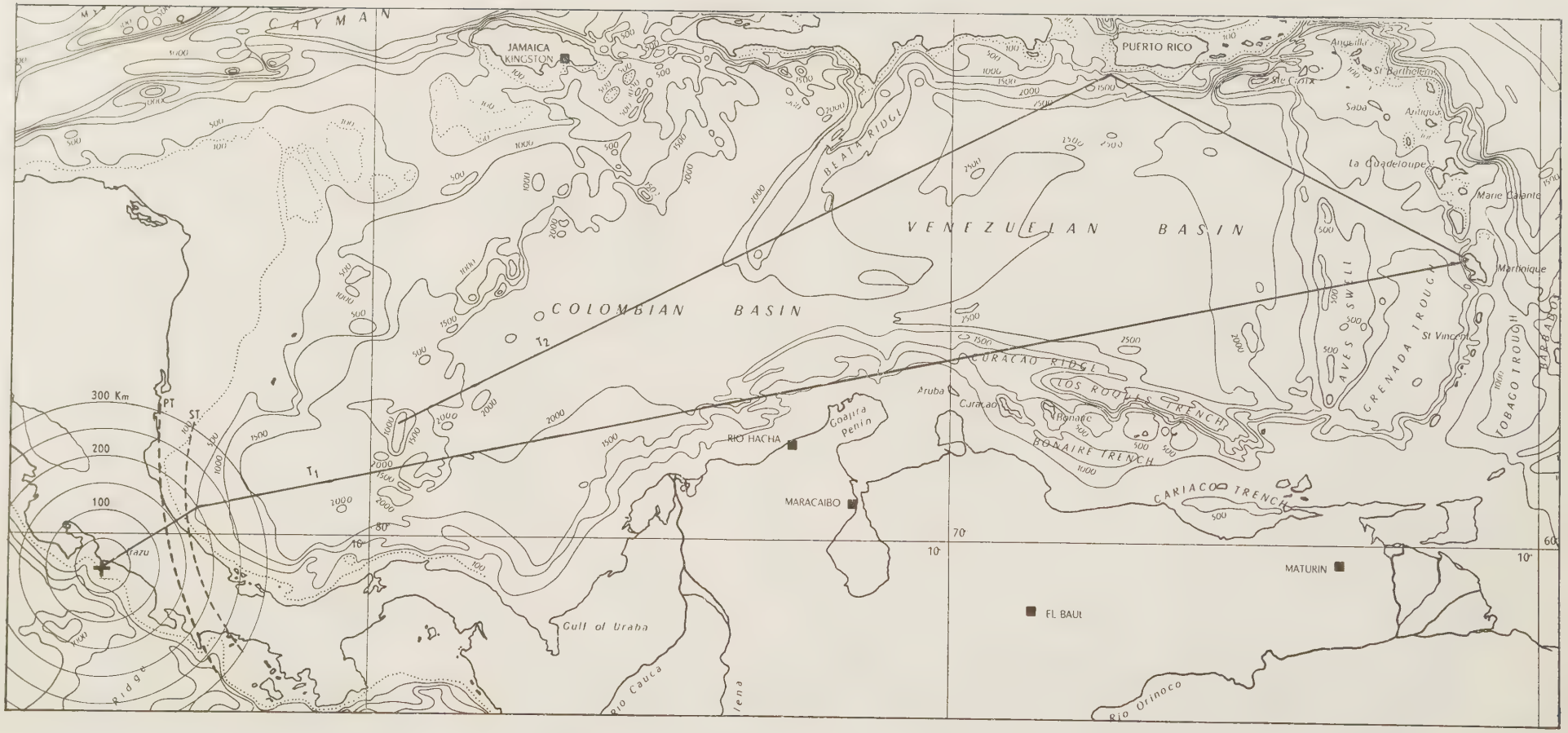
Distance épicentre-Martinique : 2.600 km.

L'enregistrement est faible. On a donné dans le bulletin mensuel *e* à $02^h35^m30^s$ et T.

Cet épicentre est situé non loin de la côte Ouest de l'Amérique Centrale.



Interprétation des phases T du séisme du 30 décembre 1952



Interprétation des phases T du séisme du 21 octobre 1952

1) Ondes T.

Les premières ondes T arrivent vers $02^h59^m20^s$. L'amplitude est plus nette vers $02^h59^m40^s$ (1 mm). Ces ondes constituent la phase maximum T_1M_1. Elle dure 30 s environ.

La durée de propagation des T $02^h59^m20^s$ est de 1.714 s et la vitesse est de 1.520 m/s.

Le lieu PT conduit à des points en terre ferme et ne peut pas être retenu.

Le lieu ST passe au voisinage de la courbe 1.000 m par 83° W, 10° 1/2 N, et conduit à un trajet terrestre de l'ordre de 200 km.

On peut dire que ces ondes T, de faible amplitude, proviennent de transformation ST sur le talus proche de l'épicentre mais en des points visibles de Martinique. L'arc de grand cercle Epicentre-Station rencontre, en effet les hauts fonds s'étendant au Nord de la Péninsule de Goajira.

Remarque importante

Tandis que pour des épicentres voisins, on avait trouvé des T arrivant 2 minutes environ avant la phase maximum T_1M_1, on trouve que, pour ce séisme, les premières ondes T enregistrées correspondent à la phase maximum T_1M_1 des secousses précédentes. La première phase T fait donc défaut. Ce fait ne peut être attribué à la position de l'épicentre mais à l'intensité de la secousse. Les ondes T maximum des autres séismes et début de celui-ci correspondent à des conditions favorables de propagation : le trajet P ou S est minimum en particulier. Or l'amplitude de ces ondes est, dans le cas présent, de l'ordre du mm. Les lieux de transformation des ondes P des autres secousses, conduiraient à un trajet terrestre de l'ordre de 400 à 500 km : que les ondes T, issues de telles transformations, ne soient pas inscrites, paraît ainsi justifié.

2) Ondes T_2.

On relève une deuxième phase T autour de $03^h01^m40^s$. La propagation est de 1.854 s et la vitesse de 1.405 m/s. Ces T, de très faible amplitude, sont comparables aux T_2 des autres secousses : Ondes réfléchies sur le talus Sud de Porto Rico et de la R. Dominicaine. Une transformation ST à 200 km de l'épicentre, donne une propagation océanique T de 1.800 s (1.854 — 54), durée de propagation comparable à celle qui est trouvée pour les T_2 des séismes précédents.

SÉISME DU 27 MARS 1954

Epicentre : 9° N, 84° W USCGS.
H : $18^h40^m55^s$.
h : 100 km.
Ressenti à San José.
Distance épicentre-Martinique : 2.560 km.

Deux séismes sont superposés et les ondes T enregistrées avaient été considérées comme appartenant à la secousse suivante :

Epicentre : 8° S, 75° 1/2 W USCGS.
H : $18^h21^m05^s$.
h : 150 km.
inscrite par
*i*P : $18^h26^m31^s$.
e : $18^h27^m13^s$.
e : $18^h31^m59^s$.
T :

Il ressort d'une étude attentive que les T n'appartiennent pas au séisme d'Amérique du Sud mais bien au séisme d'Amérique Centrale.

1) Ondes T.

Les premières ondes T sont inscrites à $19^h09^m19^s$. La durée de propagation est de 1.704 s et la vitesse de 1.500 m/s.

Le lieu PT se situe soit en terre ferme soit très près de la côte par des fonds voisins de 200 mètres. Le lieu ST détermine les premiers points du talus, à une profondeur de 1.000 m, visibles de Martinique. L'arc de grand cercle Epicentre-Station rencontre les hauts fonds de Goajira et écorne même cette Péninsule, ce qui interdit aux T une propagation par le trajet direct. Les T sont plus nettes vers $19^h09^m30^s$. Ce train d'ondes dure 1^m30^s environ. La différence des durées de propagation de ces deux phases T est de 21 s qui, interprétée comme une différence S-P, conduit aux premiers points du talus visibles de Martinique.

On pourrait donc considérer les T de $19^h09^m19^s$ comme provenant de transformation PT et ceux de $19^h09^m30^s$ comme provenant de transformation ST.

2) Ondes T_2.

On relève des traces d'ondes T correspondant aux ondes réfléchies des autres secousses.

SÉISME DU 1^er SEPTEMBRE 1955

Epicentre : 10° N, 84° 1/2 W USCGS.
H : $17^h33^m01^s$.
Magnitude : 5,9 Tacubaya.
Dix morts et 500 sans abri à Toro Amarillo.
Distance épicentre-Martinique : 2.585 km.

On pourrait s'attendre à un bel enregistrement en considérant l'importance locale de cette secousse. Tel n'est pourtant pas le cas. L'enregistrement est tout à fait faible.

On relève un train de T. Ces ondes commencent vers $18^h01^m05^s$ pour donner une phase maximum T_1M_1 (1 mm) vers $18^h01^m30^s$ et qui dure 30 s environ. Les T de $18^h01^m05^s$ ont une propagation de 1.684 s et une vitesse de 1.535 m/s.

Les lieux PT et ST conduisent à des transformations sur le talus, déterminé par le trajet direct, à 175 ou 200 km de l'épicentre. On peut considérer le début des T comme provenant de transformation PT et le maximum T_1M_1 comme provenant de transformation ST. La différence de 25 s entre ces deux phases, considérée comme une différence S-P, conduit à 200 km qui est de l'ordre de grandeur de la distance de l'épicentre au talus.

Remarquons que cette secousse ne présente pas la phase préliminaire enregistrée pour d'autres secousses et que les ondes réfléchies font également défaut.

GUADELOUPE.

Distance épicentre-Guadeloupe : 2.560 km.
Les P ne contiennent pas de courtes périodes.

On relève un seul train de T à $18^h00^m52^s$. Ce train dure une minute environ. La durée de propagation est de 1.671 s et la vitesse de 1.530 m/s.

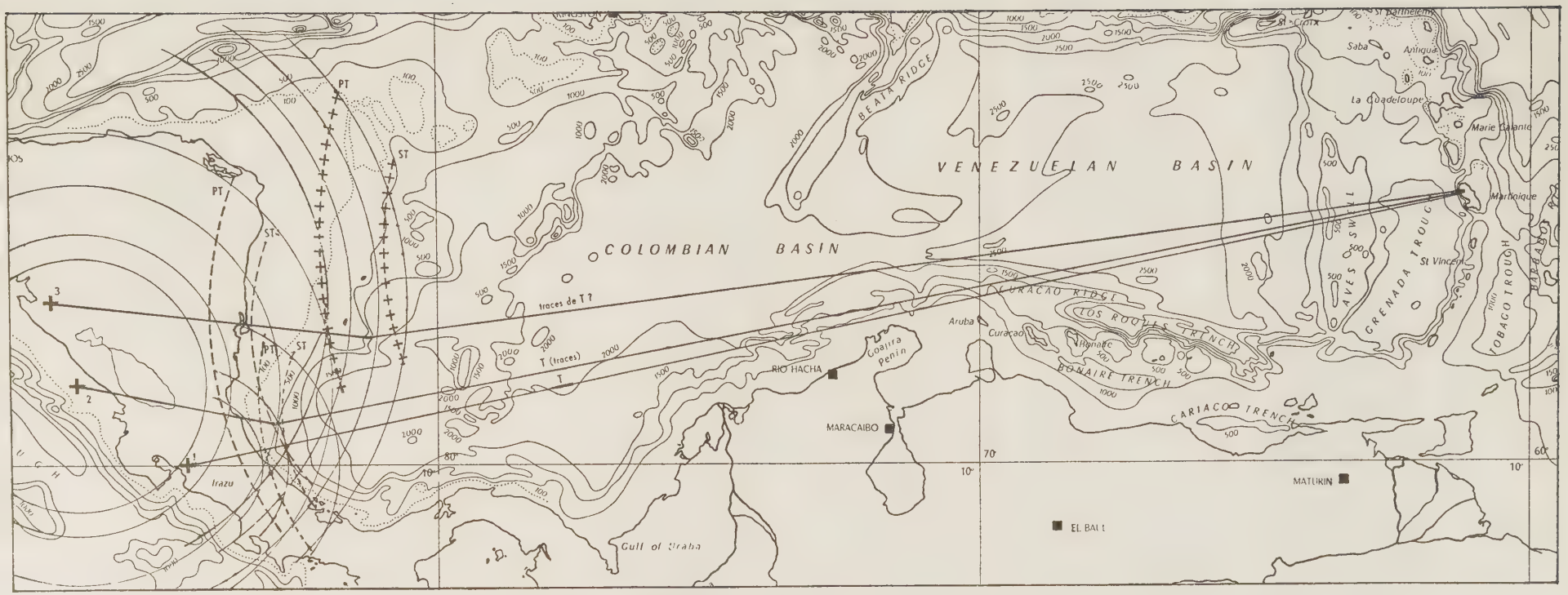
La Guadeloupe est plus près de l'épicentre que la Martinique, de 25 km.

Les T arrivent en Guadeloupe 13 s avant celles de Martinique, ce qui conduit à une différence de propagation T de 19 km. La correspondance de ces valeurs est bonne, et permet de dire que les T de Guadeloupe et de Martinique proviennent de transformations en une même région du talus.

SÉISME DU 26 FÉVRIER 1952

Epicentre : 11° 1/2 N, 86° 1/2 W USCGS.
H : $15^h39^m23^s$.
h : 100 km.
Magnitude : 6 Pasadena.
Ressenti.
Distance épicentre-Martinique : 2.760 km.

Les ondes T sont à l'état de traces que l'on peut relever vers $16^h08^m20^s$. La propagation de ces ondes est de 1.737 s et la vitesse de 1.590 m/s.



Interprétation des phases T des séismes des :
— 1er septembre 1955,
— 26 février 1952,
— 4 avril 1955.

Le lieu PT est entièrement en terre ferme.

Les lieux n'indiquent pas une propagation par l'arc de grand cercle Epicentre-Station pour laquelle le trajet terrestre serait de l'ordre de 550 km, et qui conduirait au talus de transformations correspondant à la première phase T des séismes précédemment étudiés. Dans la mesure où l'on peut interpréter ces traces d'ondes, elles proviendraient de transformations ST correspondant au minimum de trajet terrestre. Les points de transformation seraient à 400 km de l'épicentre, sur le talus qui s'étend au Sud de l'arc de cercle Epicentre-Station.

SÉISME DU 4 AVRIL 1955

Epicentre : 13° N, 87° W USCGS.

H : $19^h24^m04^s$.

Magnitude : 6 1/4.

Distance épicentre-Martinique : 2.790 km.

De même que pour le séisme du 26 février 1952, dont l'épicentre est voisin de celui-ci, on relève des traces de T sur les enregistrements « courte période » et « Quervain ».

Ces traces de T sont enregistrées de $19^h51^m00^s$ à 53^m00^s. La durée de propagation de ces ondes est de 1.616 s et la vitesse de 1.730 m/s.

Les lieux PT et ST s'étendant de part et d'autre de l'arc de grand cercle Epicentre-Station, on peut considérer successivement :

La partie Nord de ces lieux.

Le lieu PT passe par des fonds voisins de 200 mètres.

Le lieu ST est voisin de la courbe 1.000 mètres. Les pentes sont extrêmement faibles (1°) ; le trajet terrestre est de l'ordre de 650 km. Nous éliminerons cette possibilité de transformation ST pour les traces de T enregistrées.

La partie Sud de ces lieux.

Les lieux PT et ST encadrent les courbes 1.000 et 2.000 mètres du talus qui s'étend par 81°1/2 W et perpendiculaire à l'arc de grand cercle Epicentre-Station. Ce talus est à 600 km de l'épicentre ; il avait été trouvé comme lieu de transformations pour les premières ondes T de plusieurs secousses de Costa Rica. Bien que le lieu PT soit à 50 ou 60 km en-deçà de la courbe 1.000 m, on pourrait admettre la possibilité de transformation PT en ces points du talus, donnant les traces d'ondes T enregistrées.

CHAPITRE IV

RÉGION NORD DE L'AMÉRIQUE DU SUD

1. — LIMITES GÉOGRAPHIQUES.

Trois séismes ont donné lieu à l'enregistrement d'ondes T au Morne des Cadets. Les épicentres 8° 1/2 N, 72° 1/2 W ; 10° N, 72° 1/2 W ; 7° N, 71° 1/2 W sont situés dans le Nord de l'Amérique du Sud. Cette région peu séismique, ne conduisant qu'à un nombre très restreint d'enregistrements, rend difficile la détermination des limites de cette région quant aux ondes T. Nous la définirons provisoirement par les méridiens 66° W et 74° W et par les parallèles 6° N et 12° N.

2. — ONDES T DE CES SÉISMES.

Les ondes T de ces séismes se présentent au Morne des Cadets sous la forme d'un seul train d'ondes ou de plusieurs, brefs et rapprochés, couvrant le même temps voisin de 3^m30^s.

Les amplitudes sont toujours petites ; le début n'est pas net, les T émergent progressivement de l'enregistrement ; on peut affirmer la présence de T à partir de telle heure, sans exclure la possibilité de traces antérieures.

Il n'y a pas de maximum bien défini.

Les durées de propagation de ces T conduisent à des vitesses apparentes nettement supérieures à 1.470 m/s. On trouve : 2.430 m/s, 2.580 m/s, 2.300 m/s.

La recherche des lieux des points de transformation PT et ST indique de façon certaine que ces ondes T prennent naissance sur le talus Sud de la fosse profonde de « Los Roques ». On relève des pentes moyennes de l'ordre de 22°. Les trajets terrestres sont importants, de 500 à 900 km, et ils représentent une part relativement grande de la propagation totale de ces ondes, de l'ordre de la moitié, de sorte que les vitesses apparentes des T sont bien nettement supérieures à 1.470 m/s.

Les lieux de transformations PT et ST pour les premières ondes T montrent que :

a) Le maximum relatif de trajet terrestre n'est pas déterminé par le lieu PT (par maximum relatif de trajet terrestre nous entendons celui qui, pour ces épicentres, sépare l'épicentre des points les plus à l'Est du talus de « Los Roques », pour lesquels la durée de propagation totale serait moindre).

Les lieux PT respectifs coupent ce talus sous-marin dans sa partie médiane vers 67° W.

b) Les lieux ST déterminent par contre les points les plus à l'Est du talus de « Los Roques ».

Rien ne permet de préciser la nature des transformations correspondant à ces ondes T, la superposition d'ondes PT et ST étant possible. Les enregistrements de ces secousses à proximité du talus de transformation permettraient de comparer les amplitudes et périodes des ondes P et S, éventuellement de préciser les transformations. Ils font défaut.

A la suite de ces premières ondes, on enregistre d'une façon continue ou non d'autres ondes T qui apparaissent comme des ondes P ou S transformées de proche en proche sur l'ensemble ou en certaines régions du talus de « Los Roques » et d'Est en Ouest.

Le séisme le plus violent des trois étudiés, de magnitude 7 Pasadena, présente une phase T que nous avons interprétée par la réflexion d'ondes T sur le talus Sud de Porto Rico. Il est intéressant de noter que ce séisme du 19 avril 1952 (7° N, 71°1/2 W, h : 60 km, Magnitude : 7) a donné lieu à l'enregistrement d'ondes T aux Bermudes, le trajet continental P est de l'ordre de 1.400 km [2], le talus de transformation étant celui qui s'étend au Nord de Porto-Rico. Par contre le séisme du 29 juin 1952 ne figure pas dans la liste de Shurbet.

Les ondes T de ces trois séismes, dont l'un est de Magnitude 7, sont toujours très petites, 0,5 mm. C'est là un caractère essentiel de ces ondes.

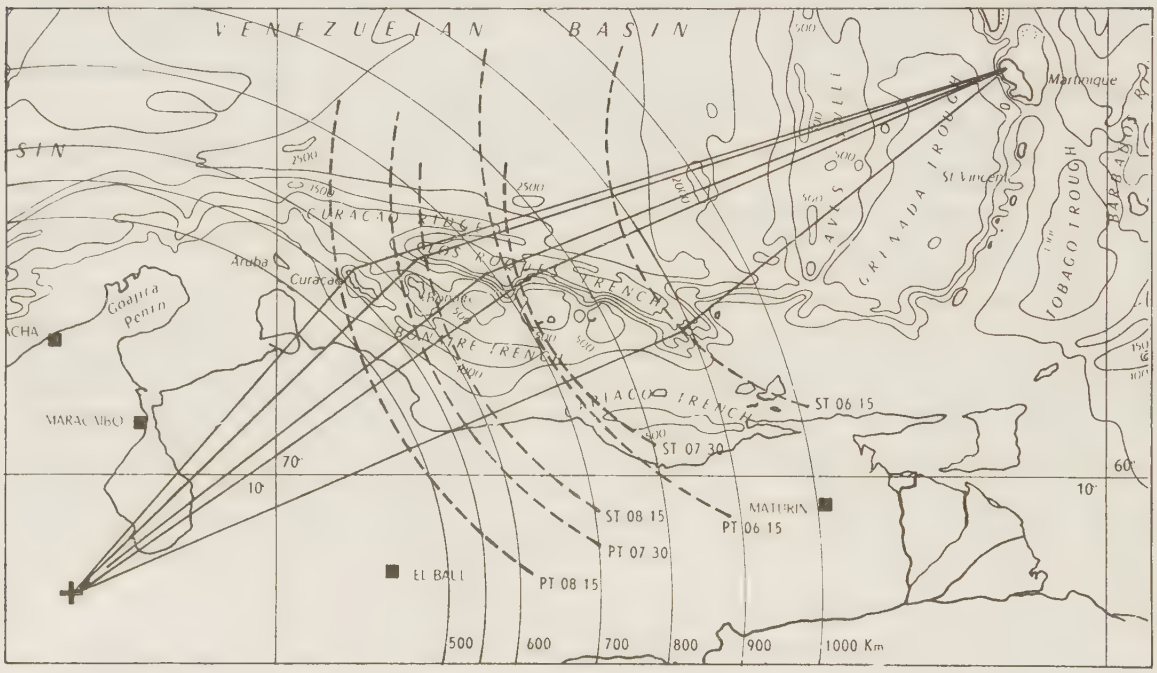
Nous attribuerons ce fait à ce que le trajet continental est important de 500 à 900 km, mais surtout à la position du talus de transformation, constitué par les pentes Sud de « Los Roques » : En plan, la propagation des ondes T, s'effectue dans une direction très différente de celle de la normale au talus (45° environ).

Notons enfin que les ondes T de ces séismes passent au-dessus des hauts fonds de la Crête d'Aves (1.000 m).

3. — ÉTUDE DES CAS PARTICULIERS.

SÉISME DU 29 JUIN 1952

Epicentre : 8°1/2 N, 72°1/2 W.
H : $09^h56^m36^s$.
h : 150 km.
Distance épicentre-Martinique : 1.410 km.
L'enregistrement est faible dans son ensemble.
Les ondes T sont de petite amplitude et se présentent sous forme de trains rapprochés et brefs.



Interprétation des ondes T du séisme du 29 juin 1952

1) Début des T.

Les premières ondes T sont relevées vers $10^h06^m15^s$. La durée de propagation est de 579 s et la vitesse de 2.430 m/s.

Le lieu PT coupe le talus sous-marin de « Los Roques » au voisinage de 67° W, sensiblement en son milieu. Le trajet P est peu différent de 700 km.

Le lieu ST détermine la région la plus à l'Est du même talus et le trajet S est de l'ordre de 900 km.

La superposition d'ondes PT et ST étant possible, on ne peut prétendre éliminer une transformation au profit de l'autre.

2) Des ondes T un peu plus nettes sont enregistrées vers $10^h06^m35^s$. Ce train dure 20 s. Puis on relève un nouveau train vers $10^h07^m30^s$. La durée de propagation est de 654 s et la vitesse de 2.160 m/s, pour ce dernier.

Les lieux PT et ST encadrent le talus de « Los Roques » de son milieu aux points les plus à l'Ouest ; le lieu ST détermine les mêmes points que le lieu PT des premières ondes T. Les trajets terrestres sont, pour PT, de l'ordre de 600 km et de 700 km pour ST.

On note enfin un dernier train de T de très petite amplitude vers $10^h08^m15^s$. La durée de propagation est de 699 s et la vitesse de 2.015 m/s.

Le lieu PT ne rencontre pas le talus de « Los Roques ». Il passe même à l'Ouest de l'île de Curaçao.

Le lieu ST détermine une région du talus de « Los Roques » au Nord de l'île de Bonaire.

Conclusion.

Les ondes T de ce séisme sont de faible amplitude. Le talus de transformation apparaît nettement : c'est le talus Sud de la profonde fosse de « Los Roques ». Les pentes sont les plus fortes que des ondes continentales puissent rencontrer pour se transformer en T inscrites en Martinique. Il est hasardeux de vouloir préciser la nature des transformations (PT ou ST).

SÉISME DU 25 JUILLET 1954

Epicentre : 10° N, 72°1/2 W USCGS.
H : $11^h00^m15^s$.
Ressenti à Tibu (Colombie).
Distance épicentre-Martinique : 1.355 km.

Interprétation des phases T du séisme du 25 juillet 1954

Les phases P et S sont correctement inscrites, bien que d'amplitude assez faible. Les P contiennent des périodes voisines de 0,5 s.

On relève un seul train d'ondes T. Le début n'est pas net. On peut dire qu'il y a des T à partir de $11^h10^m00^s$. Cette phase s'étale sur 3,5 minutes environ, sans maximum net. L'amplitude moyenne est de 0,5 mm.

La durée de propagation des T de $11^h10^m00^s$ est de 585 s et la vitesse de 2.580 m/s.

Le lieu PT détermine le talus sous-marin de « Los Roques » sensiblement sur le trajet direct épicentre-Martinique. Le lieu ST définit une région de ce même talus à l'Est des points de transformation PT. Les mêmes remarques que pour l'étude précédente peuvent être faites.

Ces résultats sont obtenus en prenant comme durées de propagation des P et des S celles des tables de Joliat relatives aux P*n* et S*n*. Si l'on considère des P*g* et des S*g*, on trouve que le lieu P*g*T est compris entre les lieux PT et ST précédents. Le trajet P*g* est de l'ordre de 650 km.

Quant au lieu S*g*T, il ne passe plus par les fortes pentes du talus de la fosse. Il détermine une région du talus, plus à l'Est, dont les pentes sont moins accentuées, dont la direction Est-Ouest paraît encore moins favorable. Le trajet S*g* est de l'ordre de 900 km. Pour ces différentes raisons il ne semble pas que l'on puisse retenir l'hypothèse d'une propagation S*g*T.

SÉISME DU 19 AVRIL 1952

Epicentre : 7° N, 71°1/2 W USCGS.
H : $09^h58^m53^s$.
h : 60 km.
Magnitude : 7 Pasadena.
Destructeur dans quelques localités.
Distance épicentre-Martinique : 1.400 km.
Les P et les S contiennent des périodes de l'ordre de 0,5 s.
Les ondes T modulent les ondes longues et leur début est difficile à préciser. Nous donnerons comme certaines des ondes T vers $10^h09^m00^s$ sans exclure la possibilité d'arrivées antérieures.

1) Propagation de ces ondes T.

Leur durée de propagation est de 607 s et leur vitesse de 2.300 m/s.

Les lieux PT et ST déterminent les mêmes régions de transformation que ceux des deux séismes précédents.

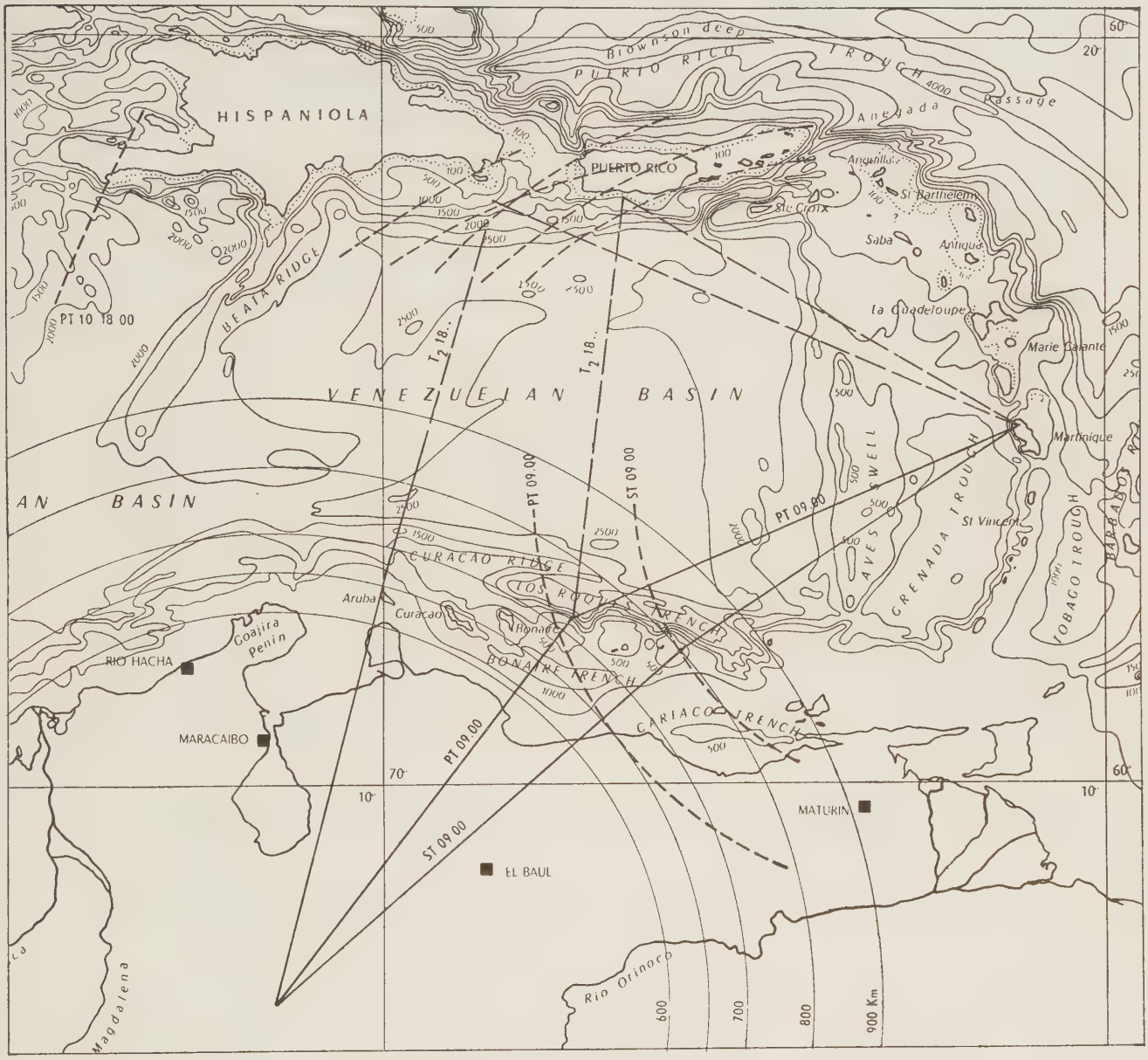
2)

Nous avons rappelé antérieurement que ce séisme avait donné lieu à l'enregistrement d'ondes T aux Bermudes, par transformations d'ondes P sur le talus de la fosse de Porto Rico. On peut dès lors rechercher pour les ondes T (10^h18^m...) enregistrées en Martinique des points de transformations assez éloignés de l'épicentre.

Le lieu PT passe en particulier par le talus qui s'étend à l'extrémité Sud-Ouest de Haïti. Ce talus, dans son ensemble, n'est pas directement visible de Martinique. Il ne peut donc conduire à l'enregistrement des ondes T considérées.

L'hypothèse précédente ne pouvant être retenue on peut envisager une propagation par réflexion.

La topographie suggère que les points de transformation des ondes continentales donnant les ondes T incidentes, sont situés soit sur le talus de la fosse de « Los Roques », soit à l'Ouest de cette région, sur le talus qui s'étend jusqu'à l'île d'Aruba. Le talus de réflexion est alors celui qui borde au Sud Porto Rico et la R. Dominicaine. Le tracé des différentes ellipses confirme bien cette hypothèse. Il est hasardeux cependant, de vouloir préciser les régions exactes de transformation et de réflexion.



Interprétation des phases T du séisme du 19 avril 1952

CHAPITRE V

RÉGION DE TRINIDAD, DE L'EMBOUCHURE DE L'ORÉNOQUE, DE L'ILE DE MARGARITA

1. — LIMITES GÉOGRAPHIQUES.

Nous délimiterons cette région par les parallèles 9° N et 12° N, et par les méridiens 60° W et 66° W.

Les séismes de cette région donnent systématiquement lieu à l'enregistrement d'ondes T en Martinique.

Ces limites sont proposées en raison de la proximité des épicentres. L'étude des phases T enregistrées conduit à partager cette région en deux, par le méridien 63°1/2 W. De sorte que la partie comprise entre 63°1/2 W et 66° W apparaîtra d'une façon plus précise, comme intermédiaire, entre la région 60° W-63°1/2 W et la « région Nord de l'Amérique du Sud » étudiée précédemment. Nous désignerons géographiquement la région 60° W-63°1/2 W par « région de Trinidad et de l'Embouchure de l'Orénoque » et la région 63°1/2 W-66° W par « région de l'île de Margarita ».

Nous avons établi en tout début de cette étude, outre la liste des séismes enregistrés en Martinique présentant ou non des ondes T, séismes dont les épicentres sont donnés par le BCIS, une liste de séismes enregistrés en Martinique, présentant des ondes T et qui ne figurent pas dans le BCIS ou ne sont signalés que par des données imprécises. On a relevé ainsi 27 séismes n'ayant fait l'objet d'aucune détermination d'épicentre. Il est probable, étant donné l'analogie des enregistrements (distances comparables des épicentres données par S-P et phases T identiques), que les épicentres de certains de ces séismes appartiennent à une même région et que celle-ci soit plus précisément celle de « Trinidad et de l'Embouchure de l'Orénoque ».

2. — RÉGION DE TRINIDAD ET DE L'EMBOUCHURE DE L'ORÉNOQUE (9° N à 12° N ; 60° W à 63° 1/2 W).

Les épicentres de cette région sont :

Date	Coordonnées	Magnitude	
24/8/1952	9° 1/2 N, 62° 1/2 W		
25/6/1953	10° 1/2 N, 61° W		h = 100 km
20/2/1954	11° N, 62° 1/4 W		h = 100 km
4/12/1954	11° N, 61° W	6,6	Enregistrement saturé et illisible.
29/12/1955	10° 1/4 N, 63° W		

Les distances de ces épicentres à la Martinique sont respectivement de : 600 km, 470 km, 430 km, 475 km, 545 km.

Nous étudierons successivement :

— le début des ondes T,

— la phase maximum T_1M_1,

— une phase T_2 réfléchie.

1) Début des ondes T.

Les enregistrements ne permettent pas de définir de façon précise le début des ondes T. Soit que les enregistrements présentent une permanence d'ondes de périodes courtes entre les S et le maximum des T, soit que des ondes, de période de l'ordre de celle des T, modulent à partir d'un certain moment difficile à préciser la fin de l'enregistrement habituel de la secousse. La distance de l'épicentre à la station, distance moyenne de 450 km, rend essentiellement compte de la superposition possible des T aux autres ondes du séisme.

Carte des épicentres de la région de Trinidad

Soit en effet un épicentre à 450 km ; les temps de propagation des phases principales et d'une onde T issue d'une transformation PT à 100 km de l'épicentre sont les suivants :

D	P*n*	S*n*	S*g*	PT
450 km	62,8 s	111,5 s	136,6 s	256 s

L'onde PT arrive 2 minutes après le début des S*g* et ne peut donc généralement pas apparaître séparée de l'enregistrement de la secousse.

Nous sommes ainsi conduits à considérer la durée d'enregistrement des phases principales d'une secousse proche (450 km). Cette durée dépend de l'intensité de la secousse, mais ne peut guère être inférieure au temps PT-P_n (194 s), déduit du tableau précédent. Or la longueur du trajet P de l'onde PT pour une topographie donnée peut être grande. Nous avons trouvé, pour les séismes d'épicentre appartenant à la « région Nord de l'Amérique du Sud », un trajet P de l'ordre de 600 à 700 km, trajet plus grand que la distance séparant les épicentres actuellement étudiés de la Martinique. Il n'est donc pas étonnant que le début des ondes T ne puisse être précisé pour ces épicentres situés à 450 km de la Martinique. Notons enfin que certains séismes de cette région conduisent à des T aux Bermudes après un trajet P, de l'onde PT, de l'ordre de 1.000 km [4].

Ce que, par la suite, nous avons appelé « début des T » ne correspond donc pas nécessairement au vrai début des ondes T, mais à une arrivée plus nette et certaine de ces ondes : heure à laquelle la modulation croît en amplitude et conduit au maximum T_1M_1.

Les heures relevées donnent des vitesses apparentes de propagation de l'ordre de 2.000 à 2.500 m/s. La recherche des lieux des points de transformations PT et ST définit le talus sous-marin, intérieur à l'arc des Petites Antilles, qui s'étend au Nord de l'île de Grenade, en bordure des Grenadines.

Le séisme le plus faible (29 décembre 1955) donne des T dont le début correspond à des transformations ST sur le talus situé à l'Ouest de Grenade et à des transformations PT sur le talus 11° 3/4 N, 62° 1/2 W.

Cette différence des lieux des points de transformation nous permet de dire que les talus 11°3/4, 62°1/2 W et 12°,2 N-62° W, sont plus favorables à des transformations PT ou ST conduisant à des ondes T en Martinique, que le talus s'étendant au large et à l'Ouest des Grenadines. En se reportant à la carte on remarque les différences d'orientation de ces talus. Les deux premiers sont sensiblement perpendiculaires au trajet PT ou ST, tandis que le talus voisin des Grenadines est très oblique par rapport au trajet PT ou ST.

Rien n'interdit de penser que, dans certains cas, des transformations ne puissent avoir lieu en des points du talus intérieur à l'arc des Petites Antilles, plus proches de la Martinique, par exemple au voisinage de Saint-Vincent. Nous avons dit pourquoi ces ondes ne pouvaient être lues sur les enregistrements.

2) Ondes maximum T_1M_1.

Les enregistrements de ces secousses présentent une phase T maximum dont le début est assez net (20 février 1954, 25 juin 1953). L'amplitude peut atteindre 10 à 15 mm et est de peu inférieure à celle des P.

Cette phase maximum est enregistrée pendant une minute environ pour les secousses les plus fortes.

Les vitesses de propagation des premières ondes T_1M_1 sont de 1.655 m/s, 1.640 m/s, 2.350 m/s. La vitesse la plus grande est donnée par l'enregistrement du séisme dont l'épicentre est le plus éloigné du talus de transformation.

On trouve que les points de transformation PT ou ST sont ceux du talus sous-marin qui s'étend par 11°3/4 N, 62°1/2 W. Il présente des pentes de 20° et éventuellement de 22°.

3) Ondes T_2M_2. Ondes T réfléchies.

Les enregistrements des séismes de cette région permettent de préciser la propagation d'ondes T par réflexion.

Nous définirons le trajet suivi par ces ondes :

— Le trajet P ou S de l'épicentre au talus de transformation est peu différent de celui qui correspond aux ondes T_1M_1 maximum.

— Le réflecteur est constitué par la crête des hauts fonds d'Aves. Cette crête de direction Nord-Sud s'étend par 63°1/2 W, de 12°1/2 N à 15°1/2 N. Nous retiendrons ici la partie comprise entre 12°1/2 N et 14°1/2 N. Les cartes de profondeurs indiquent des hauts fonds inférieurs à 1.000 mètres, sans pentes rapides quant au versant Est.

Le séisme du 20 février 1954 nous a conduit à considérer ce mode de propagation. En effet cet enregistrement présente une phase T tout à fait nette et séparée du reste de l'enregistrement. Les ondes T de la phase T_1M_1 décroissent plus ou moins progressivement jusqu'à disparaître. Des ondes T sont inscrits à nouveau, une minute et demie environ après la fin de T_1M_1.

Cette phase T_2 est enregistrée pendant un temps comparable à celui de T_1M_1. L'amplitude reste petite et est de l'ordre du 1/5e de T_1M_1. Elle passe par un bref maximum T_2M_2.

La vitesse du début de ces ondes T_2 est de 1.150 m/s.

Nous avons montré qu'elle ne pouvait se propager directement après transformation PT ou ST.

Une propagation par transformation suivie de réflexion ayant été envisagée, seules des réflexions sur les hauts fonds d'Aves peuvent être retenues. Des réflexions au voisinage de Barbade ne peuvent conduire au temps de propagation observé.

Ce séisme, par la position de l'épicentre et par son intensité, est le meilleur exemple que nous puissions donner quant à la propagation de T par réflexions sur les hauts fonds d'Aves.

L'épicentre du séisme du 25 juin 1953 est tel que les ondes réfléchies T_2 n'apparaissent pas séparées de la phase T_1M_1.

Le séisme du 24 août 1952, d'intensité beaucoup plus faible, donne aussi cette phase T_2, mais elle est extrêmement petite.

Le séisme du 29 décembre 1955 ne présente pas cette phase T_2. Cette secousse, enregistrée seulement en 10 stations (7 *e*P et 3 *e*), est très faible. Les ondes T_1M_1 sont de très petite amplitude et ne donnent pas lieu à des ondes T réfléchies enregistrées. Remarquons que cet épicentre se situe à peu près dans le prolongement du réflecteur, ce qui ne peut favoriser les réflexions.

3. — ÉTUDE DES CAS PARTICULIERS.

SÉISME DU 4 DÉCEMBRE 1954

Epicentre : 11° N, 61° W USCGS.
H : $18^h31^m07^s$.
h : 60 km.
Epicentre : 10°1/2 N, 61°1/4 W BCIS.
H : $18^h31^m10^s$.
h : 60 km.
Magnitude : 6,6.
Un mort, plusieurs blessés, importants dégâts matériels.
Distance épicentre-Martinique : 420 km USCGS.
Distance épicentre-Martinique : 475 km BCIS.

L'intensité de la secousse et la grandeur de l'enregistrement rendent tout à fait impossible l'interprétation des T. De plus des répliques rapprochées se superposent à la secousse principale.

Ce séisme a donné lieu à l'enregistrement de T aux Bermudes [4].

SÉISME DU 20 FÉVRIER 1954

Epicentre : 11° N, 62° 1/4 W BCIS.
H : $19^h53^m00^s$.
h : 100 km.
Distance épicentre-Martinique : 430 km.

L'enregistrement est très beau (iP_n : $19^h54^m07^s$, 5, l'amplitude moyenne des P est de 20 mm). Les P et les S contiennent une abondance de périodes courtes (0,3 s).

Les ondes T ne sont pas séparées des ondes longues. Il est donc difficile de préciser un début, du moins sur l'enregistrement « courtes périodes ».

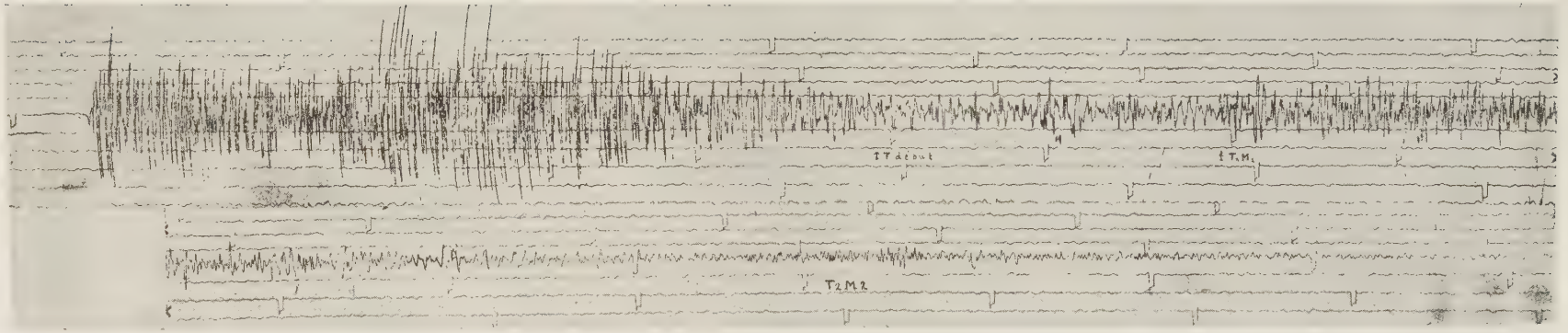
Le Quervain est utile à consulter : les ondes longues n'apparaissent plus, à un certain moment, modulées par des périodes de 0,5 s. Des ondes de périodes voisines sont alors nettement enregistrées vers $19^h56^m20^s$ que nous prendrons comme début des T sans exclure la possibilité de T un peu avant.

L'enregistrement présente deux maximums de T.

1) Début des T.

Nous prenons donc le début à $19^h56^m20^s$. La durée de propagation de ces ondes est de 200 s et la vitesse est de 2.150 m/s.

Les lieux PT et ST déterminent deux régions voisines du talus sous-marin intérieur à l'arc des Petites Antilles, entre Saint-Vincent et Grenade. Le trajet P est de l'ordre de 175 km et le trajet S de l'ordre de 225 km. Nous retiendrons ces deux possibilités de transformations en ces deux régions,



Enregistrement du séisme du 20 février 1954

bien que l'orientation générale du talus ne soit pas très favorable à la propagation de T vers la Martinique. L'amplitude de ces premières ondes T est petite par rapport à celle du maximum T_1M_1.

2) Maximum T_1M_1.

Une phase T commence très nettement à $19^h57^m20^s$. L'amplitude est de l'ordre de 10 mm pendant une minute environ. La propagation est de 260 s et la vitesse de 1.655 m/s.

Le lieu PT définit en particulier les points du talus sous-marin 11° 3/4 N-62° 1/2 W. Le trajet P est de l'ordre de 80 km.

Le lieu ST est très voisin du lieu PT, mais légèrement décalé vers le Nord.

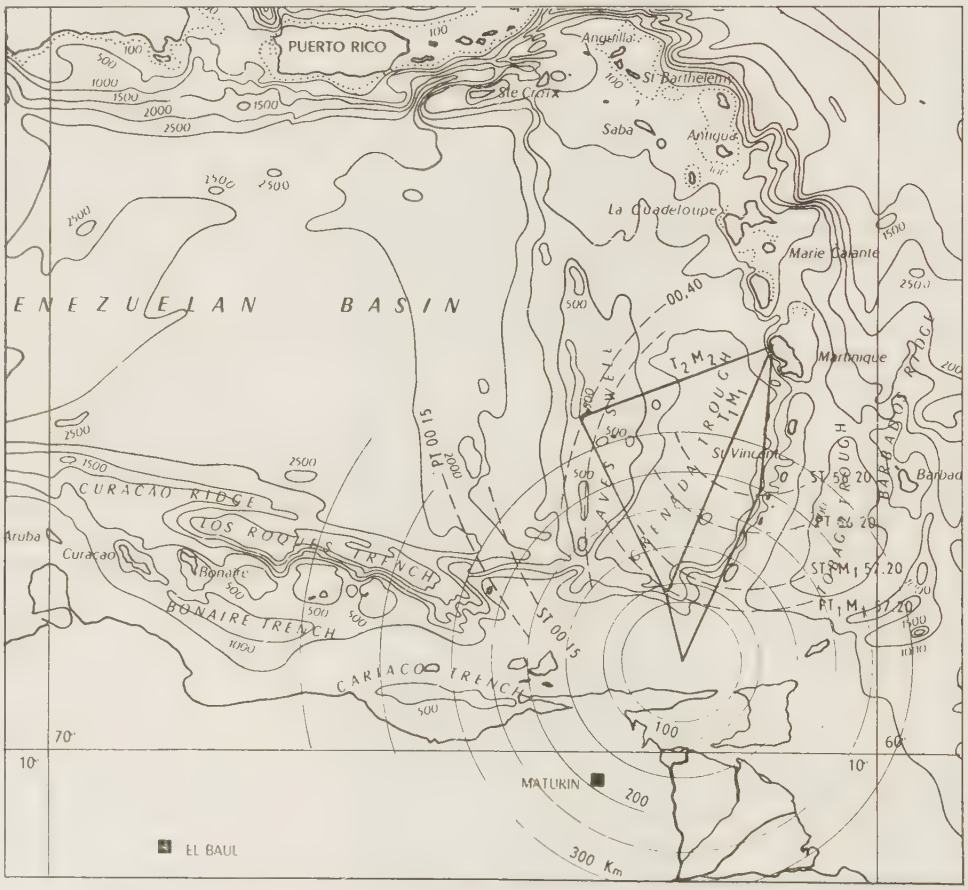
Le maximum T_1M_1 provient donc de transformations PT et ST sur le talus sous-marin qui s'étend par 11° 3/4 N, au Nord de l'épicentre. La durée de ce maximum, une minute, sera interprétée par les transformations successives des phases P et S du séisme.

3) Ondes T_2. Maximum T_2M_2.

L'amplitude de T_1M_1 décroît plus ou moins progressivement et les ondes T présentent une solution de continuité. Une nouvelle phase T, distincte, commence à $20^h00^m15^s$. L'amplitude du début de ces ondes T_2 est faible, 2 mm, elle croît jusqu'à 4 mm vers $20^h00^m40^s$ et décroît ensuite.

La durée de propagation des T_2 de $20^h00^m15^s$ est de 375 s et la vitesse de 1.150 m/s.

Les lieux PT et ST déterminent comme points de transformations théoriquement possibles, ceux du talus sous-marin 12° N de 64° 1/2 W à 65° W. De telles transformations ne peuvent conduire aux ondes T_2 enregistrées en Martinique.



Interprétation des phases T du séisme du 20 février 1954

Considérons ces ondes T_2 comme provenant de réflexion. Le trajet P ou S est de l'ordre de 80 km, soit 15 s et 26 s respectivement. Les propagations T sont alors de 360 s et 349 s, soit 530 km et 515 km. L'ellipse définie par ses foyers, Martinique et un point du talus voisin de 11° 3/4 N, et par la distance 530 km, passe au voisinage immédiat des hauts fonds d'Aves. Selon le point de transformation et les transformations PT ou ST considérés, les différentes ellipses, voisines les unes des autres, définissent cette même région de réflexion, constituée par l'ensemble des hauts fonds d'Aves de 12° 1/2 N à 14° 1/2 N et par 63° 1/2 W.

Ce mode de propagation rencontré lors de l'étude des enregistrements des phénomènes volcano-séismiques de Grenade apparaît la plus satisfaisante [28].

4) Réflexion au voisinage de Barbade.

Les hauts fonds d'Aves et l'île de Barbade occupent des positions sensiblement symétriques par rapport à la droite épicentre-Station. On pourrait envisager la possibilité de réflexion au voisinage de Barbade.

Nous calculerons les durées de propagation d'ondes T qui se seraient réfléchies au voisinage de Barbade.

Remarquons d'abord que le talus sous-marin, lieu des transformations PT ou ST, vers 11° 3/4 N-61° W présente des pentes très faibles (2°).

Nous envisagerons néanmoins des transformations à 1.000, puis à 2.000 m de profondeur.

Pour des transformations PT à 1.000 m, la durée de propagation totale se décompose de la façon suivante : un trajet P de 120 km, soit 20 s, un trajet T de 430 km, soit 292 s, un trajet de 50 km, soit 14 s (vitesse admise : 3,5 km/s). On obtient une durée de propagation de 326 s.

Par transformation ST à 1.000 m, on trouve dans les mêmes conditions 341 s.

Des transformations PT à 2.000 m de profondeur conduisent à un trajet P de 175 km, soit 27 s, un trajet T de 375 km, soit 225 s, un trajet *t* de 50 km, soit 14 s. Soit une durée de propagation de 296 s. Et des transformations ST à 2.000 m donnent 317 s.

On obtient finalement les durées de propagation suivantes : 326 s, 341 s, 317 s et 296 s, qui apparaissent nettement inférieures à la durée de propagation des premières ondes T_2 : 435 s. L'écart est donc, en particulier, trop important pour considérer les ondes T_2 comme provenant de réflexion sur Barbade.

Nous attribuerons donc les ondes T_2 à des transformations PT ou ST sur le talus 11°3/4 N, 62° 1/2 W, suivies de réflexions sur les hauts fonds d'Aves.

5)

Nous venons de montrer que les ondes T_2 ne pouvaient être attribuées à des réflexions d'ondes T sur Barbade, les durées de propagation calculées et observées faisant apparaître des écarts importants.

Ces réflexions ont-elles lieu, cependant ?

Reportons-nous aux enregistrements aux heures correspondantes : $19^h57^m56^s$ et $19^h58^m41^s$, heures d'arrivée minimum et maximum des ondes T réfléchies sur Barbade, selon les différentes, hypothèses possibles quant à la nature et au lieu des transformations.

— $19^h57^m56^s$ conduit au milieu du maximum T_1M_1 interprété précédemment.

— $19^h58^m41^s$ conduit à la fin de l'enregistrement de cette même phase.

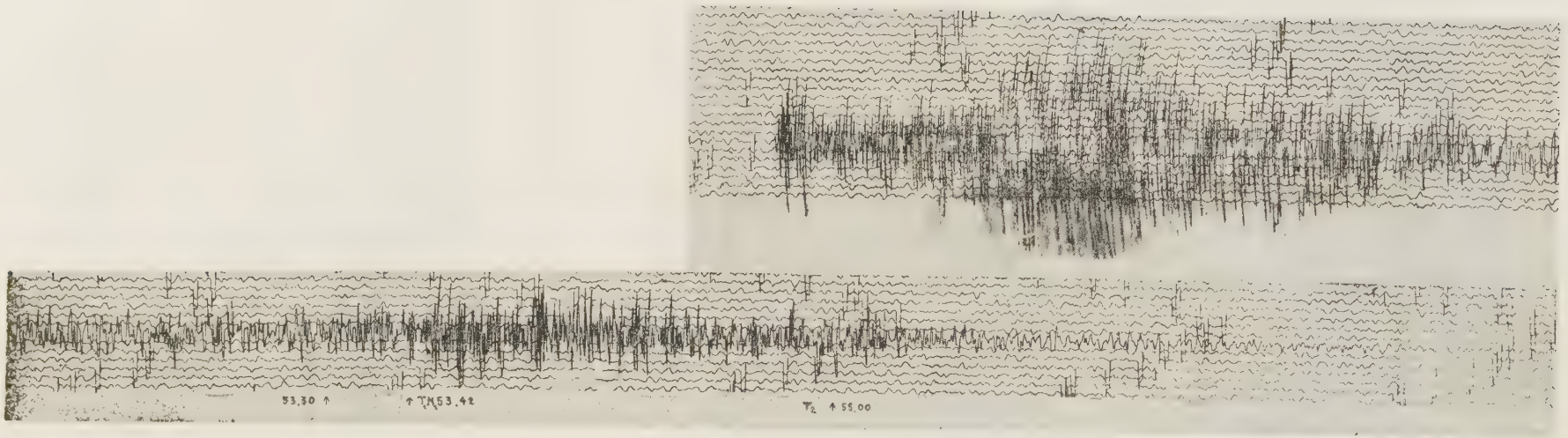
Aux heures calculées l'enregistrement présente des ondes T d'amplitude grande pour la première, faible pour la seconde. On pourrait donc tout au plus admettre la possibilité de la superposition d'ondes T se propageant comme indiqué pour T_1M_1 et par réflexion sur Barbade.

Quelques remarques, déduites de l'observation de la carte, peuvent cependant, être faites :

Le trajet P ou S conduisant au maximum T_1M_1 est de l'ordre de 75 à 100 km, inférieur au trajet P ou S conduisant à des réflexions sur Barbade 120 à 175 km.

Le talus de transformation pour T_1M_1 a des pentes beaucoup plus fortes que celui des T réfléchies sur Barbade (22° et 2°).

Les trajets T sont comparables en longueur, mais directs pour T_1M_1.



« Trinidad ». Enregistrement du 25 juin 1953, 10 1/2 N-61 W, H : 21.48.55, h : 100 km

Le trajet terrestre à l'arrivée est de l'ordre de 5 à 10 km pour T_1M_1, et de l'ordre de 50 km pour les T réfléchies.

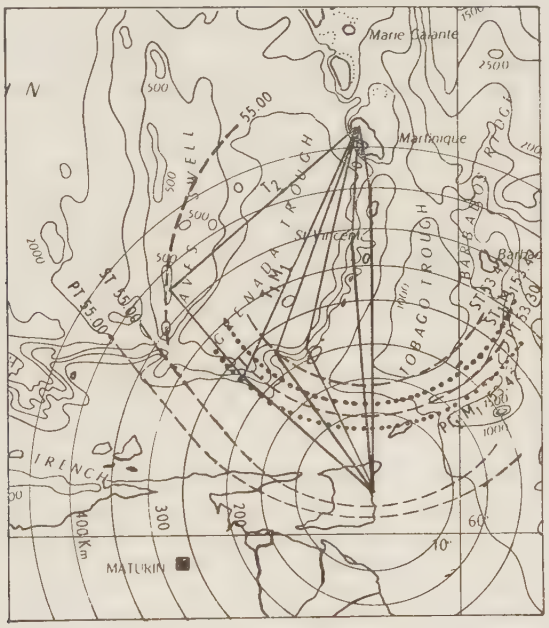
Le phénomène de réflexion entraîne une perte d'énergie.

Toutes ces remarques, si elles n'interdisent pas d'une façon absolue les réflexions sur Barbade, apparaissent nettement défavorables à une telle propagation.

SÉISME DU 25 JUIN 1953

Epicentre : 10° 1/2 N, 61° W USCGS.
H : $21^h48^m55^s$.
h : 100 km.
Distance épicentre-Martinique : 470 km.

Les P, les S et les T contiennent des périodes comparables, de l'ordre de 0,5 s. Les P et les S présentent toutefois des périodes un peu plus courtes. Les amplitudes des P et des T sont du même ordre de grandeur (15 mm). Les S atteignent 35 mm.



Interprétation des phases T, du séisme du 25 juin 1953

1) Début des T.

L'interprétation de cet enregistrement est difficile quant au début des T. Celles-ci n'apparaissent pas séparées des phases principales du séisme. Il y a une prédominance de périodes de l'ordre de 0,5 s, tout au long de l'enregistrement.

2) Ondes T maximum.

L'amplitude des T croît vers $21^h53^m30^s$ pour conduire à une phase maximum T_1M_1 dont le début peut être pris à $21^h53^m42^s$. L'amplitude devient égale à 10 mm et reste de l'ordre de 10 à 15 mm pendant 45 s environ.

Le lieu ST ($21^h53^m00^s$) définit en particulier, et de façon précise, le talus sous-marin qui s'étend à l'Ouest de Grenade. L'orientation de ce talus est plus favorable à la propagation de T, vers la Martinique, que le talus bordant l'arc des Petites Antilles de Grenade à Saint-Vincent ou Sainte-Lucie.

Le lieu PT passe par le talus 11° 3/4 N, vers 62° 1/2 W.

Les courbes ST et PT du maximum T_1M_1 ($21^h53^m42^s$) sont voisines et de part et d'autre du lieu PT précédent.

3) Ondes T_2.

La phase T_1M_1 se poursuit jusqu'à $21^h54^m30^s$, cependant que des ondes T s'inscrivent pendant encore 1 minute. L'amplitude de ces ondes est de l'ordre de 5 à 10 mm. L'absence de solution de continuité entre T_1M_1 et ces ondes T rend difficile l'étude de ces dernières.

Prenons comme heure moyenne pour ces T : $21^h55^m00^s$.

Nous rechercherons les lieux théoriques des points de transformations PT et ST.

Le lieu PT ne rencontre un talus sous-marin qu'au point 12° N-64° 1/4 W, situé à 400 km environ de l'épicentre. La position relative de ce talus par rapport à l'épicentre et à la Martinique et la distance d'un premier trajet terrestre de 400 km rendent très douteuse l'interprétation de ces ondes T, d'amplitude assez grande, (5 à 10 mm), par ce mode de propagation.

Le lieu ST détermine un point du talus, 11° 3/4 N-63° 1/2 W, situé à l'Ouest du talus trouvé précédemment comme lieu de transformation conduisant au maximum T_1M_1. Une certaine continuité dans les transformations rendrait compte de l'absence de solution de continuité dans l'enregistrement des T. Cependant les positions relatives de ce talus, par rapport à l'épicentre et à la Martinique, ne nous apparaissent pas très favorables à la propagation de T vers la Martinique et il est difficile de considérer ces ondes T $21^h55^m00^s$ comme provenant uniquement de telles transformations.

Ondes T_2 réfléchies

Reprenons l'étude des ondes T $21^h55^m00^s$ en considérant ces ondes comme des T réfléchies.

Soit un trajet P ou S de l'ordre de 200 km, conduisant au point 11° 3/4 N - 62° 1/4 W, la propagation P est de 31 s, la propagation S de 54 s. On trouve alors des durées de propagation T de 334 s et 311 s, soit 490 km, et 455 km. On trouve comme lieux de réflexion, par tracé des ellipses, les hauts fonds d'Aves. Nous retiendrons, pour ces ondes, ce mode de propagation.

SÉISME DU 24 AOUT 1952

Epicentre : 9" 1/2 N, 62° 1/2 W BCIS.

H : $14^h59^m30^s$.

Distance épicentre-Martinique : 600 km.

Le séismographe courte période était en panne, l'enregistrement étudié est celui du Quervain. Les phases principales et les T sont de très faibles amplitudes. Notons toutefois que les P et les S présentent des périodes voisines de celles des T.

1) Début des T.

Les ondes T modulent les ondes principales du séisme. Leur début peut être pris vers $15^h03^m25^s$, il correspond à une durée de propagation de 235 s et à une vitesse de 2.550 m/s.

Les lieux PT et ST déterminent une région du talus comprise entre Saint-Vincent et Grenade.

2) Autre phase T.

On relève des T un peu plus nettes vers $15^h03^m45^s$. La durée de propagation est de 255 s et la vitesse de 2.350 m/s.

Le lieu ST voisin du lieu PT du début, ne semble pas susceptible d'être retenu, l'orientation du talus déterminé n'étant pas plus favorable, que pour le début des T, à une propagation de T vers la Martinique.

Le lieu PT détermine, par contre, le talus s'étendant à l'Ouest de Grenade. Celui-ci est perpendiculaire au trajet suivi par les ondes PT. Le trajet P est relativement important, de l'ordre de 300 km sur 600 km au total.

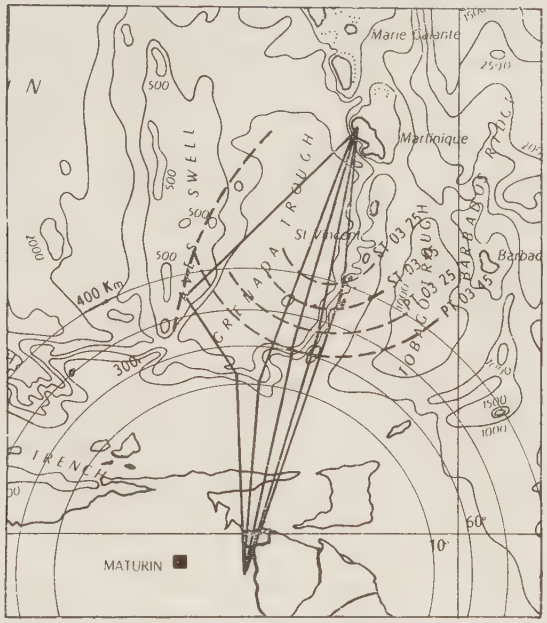
L'amplitude des T reste petite, et ce, pendant une trentaine de secondes. Des transformations sur le talus à 250 km de l'épicentre donnent des durées de propagations PT de 279 s, ST de 305 s, qui couvrent la durée d'enregistrement de ces ondes. On ne relève pas de maximum.

3) Ondes réfléchies.

Vers $15^h05^m25^s$, on peut relever des ondes T extrêmement faibles. La durée de propagation est de 355 s et la vitesse de 1.690 m/s. Par analogie avec les ondes T des autres séismes de cette région, on peut interpréter ces ondes par la réflexion de T sur les hauts fonds d'Aves.

Remarque générale.

Les ondes T de ce séisme ont une amplitude très petite. L'absence de l'enregistrement C*p* ne facilite pas leur étude. On remarquera surtout que les vitesses apparentes trouvées pour ces ondes T



Interprétation des phases T, du séisme du 24 août 1952

sont nettement supérieures à 1.470 m/s. On trouve 2.550 m/s, 2.350 et 1.690 m/s. La position de l'épicentre, par rapport aux lieux des transformations, rend bien compte de cette vitesse, par la propagation avant transformation, d'une partie importante du trajet total, sous forme d'ondes P ou S. Le trajet terrestre étant pour les premières ondes T de l'ordre de 320 km, soit plus de la moitié du trajet total.

SÉISME DU 29 DÉCEMBRE 1955

Epicentre : 10° 1/4 N, 63° W.

H : $09^h03^m03^s$.

Distance épicentre-Martinique : 545 km.

Le BCIS donne cette secousse pour avoir été enregistrée en 10 stations (7 *eP* et 3 *e*). Si une certaine imprécision peut être admise quant à la position de l'épicentre, il est cependant intéressant d'étudier la phase T enregistrée en Martinique.

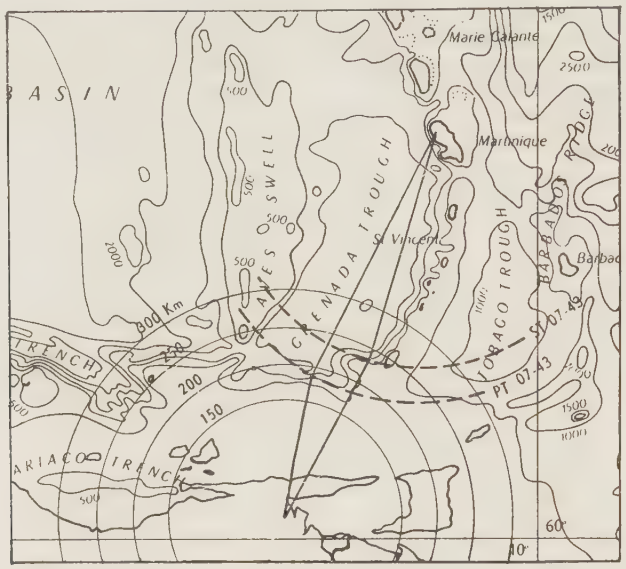
On peut en effet relever des T vers $09^h07^m43^s$. Elles sont enregistrées pendant $1^m\ 20^s$ environ, tout en étant de faible amplitude.

La durée de propagation est de 280 s et la vitesse de 1.950 m/s.

Le lieu PT définit le talus sous-marin situé par 11° 3/4 N - 62° 1/2 W. Le trajet P est de l'ordre de 170 km.

Le lieu ST définit le talus s'étendant à l'Ouest de Grenade par 12° 2 N et 62° W. Le trajet S est de l'ordre de 230 km. On peut admettre qu'il y a superposition des T provenant de ces deux régions de transformation.

Nous retiendrons de l'étude de cette secousse, la détermination satisfaisante des talus de transformation.



Interprétation des phases T, du séisme du 29 décembre 1955

4. — RÉGION DE L'ILE DE MARGARITA (9° N à 12° N - 63° 1/2 W à 66° W).

Deux épicentres de la liste préliminaire des séismes, appartiennent à cette région. Ce sont :

18/ 9/1954 11° N, 63° 1/2 W

25/ 5/1955 10° 1/2 N, 65° W.

Ils ont conduit à l'enregistrement d'ondes T en Martinique.

Cette région épicentrale se distingue de la région précédente par le fait que les enregistrements ne présentent pas de phase T_2M_2 réfléchie sur les hauts fonds d'Aves.

On peut attribuer cette absence d'ondes réfléchies aux positions relatives des épicentres, du talus de transformation et du réflecteur.

On constate que, les hauts fonds d'Aves s'étendant sensiblement par 63° 1/2 W, les épicentres de longitude inférieure à cette valeur conduisent à des ondes T réfléchies, tandis que ceux de longitude supérieure ne permettent pas ces réflexions, les talus de transformation étant, dans leur ensemble, les mêmes : c'est le talus 11° 3/4 N. Toutefois il faut remarquer que la partie la plus à l'Est de ce talus (vers 62° W) présente des pentes SE-NO dont la normale est dirigée vers les hauts fonds d'Aves. C'est cette région que nous avons trouvée en particulier comme lieu de transformation conduisant aux ondes T incidentes des séismes de la région précédente. Quant aux séismes de cette région-ci (longitude > 63° 1/2 W) l'incidence des ondes P ou S, par rapport à la normale au talus dirigée vers la terre, est plus grande que 90°, en plan.

Nous avons admis aussi l'émergence éventuelle d'ondes T incidentes à partir du talus 11° 3/4 N, 62° 1/2 W. Pour les épicentres de longitude supérieure à 63° 1/2 W ou même légèrement inférieure, l'incidence des ondes continentales, en élévation, croît d'autant plus que l'épicentre est plus occidental : ce fait ne semble pas favorable à la propagation d'ondes T vers les hauts fonds d'Aves et expliquerait l'absence d'ondes T réfléchies.

5. — ÉTUDE DES CAS PARTICULIERS.

SÉISME DU 18 SEPTEMBRE 1954

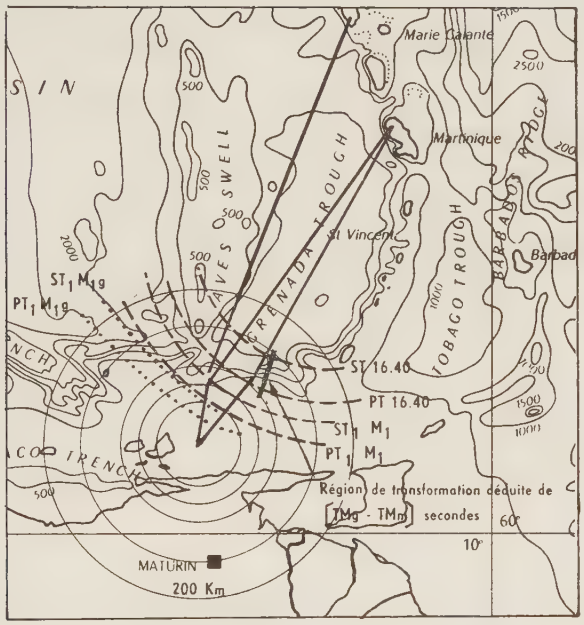
Epicentre : 11° N, 63° 1/2 W BCIS.
H : $16^h12^m08^s$.

Distance épicentre-Martinique : 485 km.

Ce séisme ne figure dans le BCIS que pour 9 stations. Parmi ces 9 stations il y a 6 *e*P, ce qui permet de penser que la position de l'épicentre n'est pas déterminée avec certitude.

L'enregistrement est net. Les P contiennent des périodes de 0,3, 0,4 s. Les T ont sensiblement la même amplitude que les P sur l'enregistrement « courtes périodes ».

On relève un seul train de T qui n'apparaît pas séparé des ondes longues. Il est progressif et semble commencer vers $16^h16^m40^s$.



Interprétation des phases T, du séisme du 18 septembre 1954

1) Début des T.

Les ondes T de $16^h16^m40^s$ ont une durée de propagation de 272 s et une vitesse de 1.780 m/s.

Le lieu PT détermine comme lieu de transformation le talus sous-marin s'étendant par 11° 3/4 N et sensiblement sur le trajet direct épicentre-Martinique. Le trajet P est de l'ordre de 125 à 150 km.

Le lieu ST passe nettement au large de ce talus et ne peut être retenu.

2) Maximum T_1M_1.

L'amplitude des T croît brusquement à $16^h17^m15^s$ et reste de 5 mm pendant 25 s. La durée de propagation est de 307 s et la vitesse de 1.580 m/s.

Les lieux PT et ST déterminent le talus qui s'étend au Nord de l'épicentre et à 100 km environ de celui-ci.

GUADELOUPE.

Distance épicentre-Guadeloupe : 585 km.

L'enregistrement présente une seule phase T. Elle commence vers $16^h18^m20^s$, conduit à une phase maximum T_1M_1, à $16^h18^m35^s$, qui dure 30 s environ.

Les lieux PT_1M_1 et ST_1M_1 de Guadeloupe sont voisins des lieux de Martinique, sans que toutefois, la correspondance soit très bonne. On peut remarquer que les lieux PT et ST début Martinique, PT_1M_1, ST_1M_1 Martinique et Guadeloupe apparaissent décalés vers le Sud par rapport aux lieux qui sembleraient devoir être trouvés. Une certaine incertitude sur la position de l'épicentre, et sur l'heure origine peut être admise, ce qui rendrait compte des résultats un peu défectueux que l'on obtient quant aux T.

Admettons que les T_1M_1 de Guadeloupe et de Martinique proviennent d'une même région de transformation PT ou ST. Les trajets continentaux étant voisins, la différence des durées de propagation entre les T_1M_1 de Guadeloupe et de Martinique, devient essentiellement une différence de propagation océanique. Elle est de 80 s, soit 117 km. Le lieu à retenir, hyperbole, définit le talus sous-marin 11° 3/4 N - 62° 1/2 W, trouvé comme talus de transformation pour des T_1M_1 de séismes étudiés précédemment.

Dans certains cas les enregistrements d'ondes T en deux stations, permettent donc de déterminer les lieux des transformations, sans pour cela, connaître avec certitude l'épicentre et l'heure d'origine.

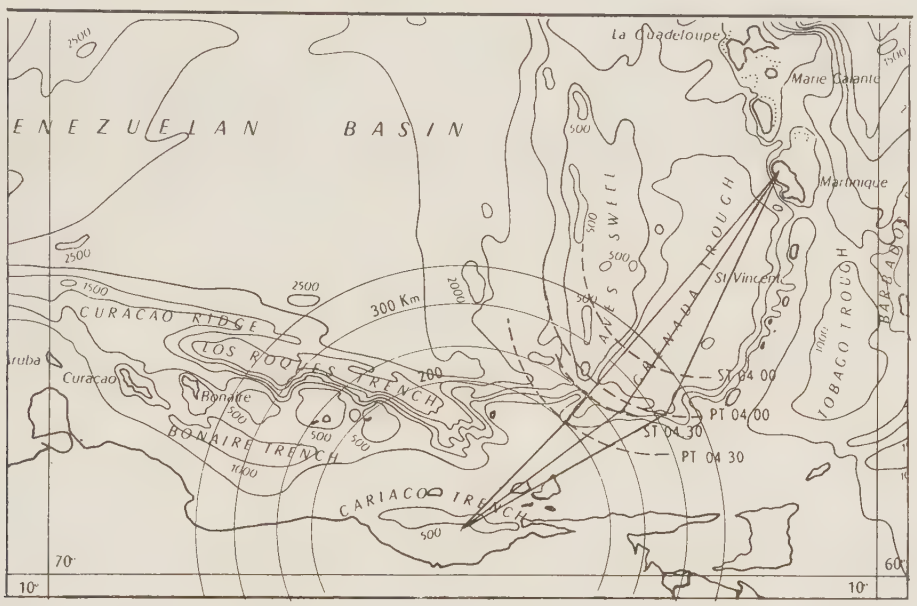
SÉISME DU 26 MAI 1955

Epicentre : 10° 1/2 N, 65° W USCGS.

H : $06^h59^m13^s$.

Distance épicentre-Martinique : 625 km.

Les ondes T de cette secousse sont de très faible amplitude. Il semble qu'on puisse en relever à partir de $07^h04^m00^s$, à l'état de traces. Vers le milieu de la minute ($07^h04^m30^s$) les T sont nettes et s'inscrivent pendant 40 s environ.



Interprétation des phases T du séisme du 26 mai 1955

1) Ondes T : $07^h04^m00^s$.

Le lieu PT conduit à des transformations sur le talus par 11°3/4 N-62°1/2 W. Le trajet P est de l'ordre de 300 km.

Le lieu ST est en eau profonde, si ce n'est au Nord de l'île de Grenade. Le trajet terrestre serait de l'ordre de 430 km. Nous ne retiendrons que la propagation PT.

2) Ondes T : de $07^h04^m30^s$.

La durée de propagation est de 317 s et la vitesse de 1.970 m/s.

Le lieu PT détermine le talus le plus proche de l'épicentre (200 km).

Le lieu ST est voisin du lieu PT correspondant aux T de $07^h04^m00^s$.

CHAPITRE VI

RÉGION NORD
DE L'ARC DES PETITES ANTILLES

1. — LIMITES GÉOGRAPHIQUES.

Cette région comprend de nombreuses petites îles : Anguille, Saint-Martin, Saint-Barthélémy, Saba, Saint-Christophe, Nièvres, etc... Nous la délimiterons par les parallèles 17° N et 20° N et par les méridiens 62° W et 65° W (environ).

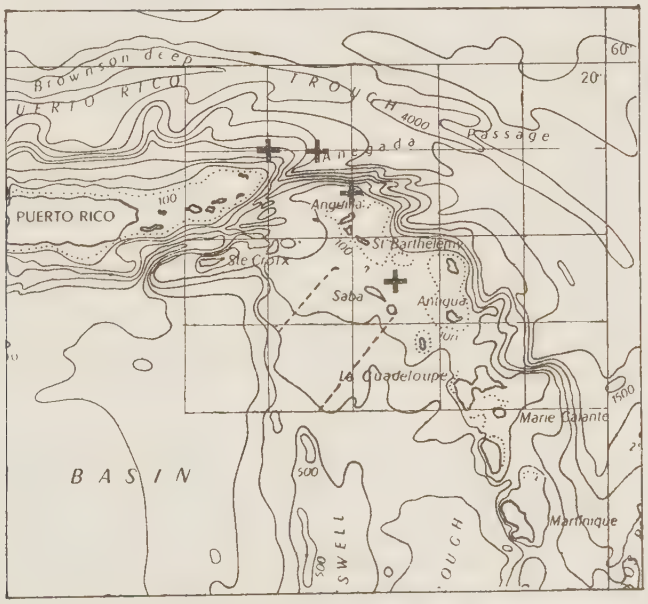
Les épicentres de cette région sont les suivants :

13/3/1955 19° N, 63° 1/2 W
9/2/1954 19° N, 64° W h : 100 km
13/5/1955 19° N, 63° 1/2 W Mag. 6,1. Ressenti à San Juan (300 km)
17/8/1954 18° 1/2 N, 63° W
29/3/1955 17° 1/2 N, 62° 1/2 W.

2. — ONDES T.

Les enregistrements de ces séismes présentent des ondes T en Martinique. Celui du 29 mars 1955, apparaît comme un cas limite.

Les distances de ces épicentres à la Martinique sont de l'ordre de 500 km. On se heurte, pour déterminer le vrai début des ondes T, à des difficultés analogues à celles que nous avons signalées pour les séismes de la région de Trinidad. Nous ne reviendrons donc pas sur ce point.



Carte des épicentres de la région Nord de l'Arc des Petites Antilles

Le caractère commun et le plus important, est l'amplitude extrêmement faible de ces ondes T.

De tous les enregistrements, les T les plus grandes ont de 1 mm à 1,5 mm d'amplitude. En rappelant que les ondes T de séismes des régions précédemment étudiées peuvent être 5, 10, 15 fois plus grandes, l'amplitude des T de ces secousses est bien ce qui doit retenir notre attention.

1) Début des Ondes T. Lieux des points de transformation PT. ST.

Les quatre séismes étudiés conduisent respectivement à un lieu de transformation PT et à un lieu ST. Ces huit lieux, proches les uns des autres, déterminent une région que nous limiterons par les lieux extrêmes : lieux ST du 17 août 1954 et lieu PT du 9 février 1954. Pour simplifier, nous assimilerons ces lieux, dans les régions qui nous intéressent, à deux droites NE-SO, l'une partant de Nièves, l'autre de Saba. Nous limiterons de plus la région de transformation par la droite Nièves-Saba et par la courbe 2.000 mètres.

On remarque aussitôt que les courbes 1.000 et 2.000 mètres sont largement espacées et conduisent à des pentes de l'ordre de 1 à 2°.

Ces pentes sont les plus faibles de celles que nous avons trouvées dans les études comparables des séismes d'autres régions.

Les pentes entre la courbe 1.000 mètres et le Banc de Saba, et au voisinage immédiat de cette courbe, sont un peu plus fortes : d'Est en Ouest on rencontre des pentes de 6° environ.

2) Autres ondes T.

Une autre phase T est plus nette pour les séismes du 13 mars 1955, 9 février 1954, 13 avril 1955. L'amplitude est cependant petite : 1 mm.

Ces différents épicentres conduisent aux mêmes lieux de transformation PT et ST, qui définissent le talus Sud de l'île de Sainte-Croix. Ce talus, par ses courbes 1.000 et 2.000 mètres, est peu étendu : 40 km ; les pentes sont de l'ordre de 10°. Sa situation géographique, celles de l'épicentre et de la Martinique conduisent à un trajet anguleux pour les ondes PT ou ST. L'amplitude des T, tout en restant petite, étant supérieure à celle des premières ondes, ce talus de transformation paraît ainsi plus favorable aux transformations que le précédent.

Les lieux PT et ST définissent également comme lieu de transformation, le talus sous-marin bordant les hauts fonds situés à l'Est de Porto Rico. Ce talus étant masqué, pour la Martinique, par l'île de Sainte-Croix et par le Banc de Saba, ne peut être retenu comme lieu de transformation pour des ondes T inscrites en Martinique.

Cette phase n'est inscrite qu'à l'état de traces lors du séisme du 17 août 1954. L'épicentre de ce séisme est au Sud-Est des précédents. Ceci a pour conséquence de rendre le trajet PT ou ST encore plus anguleux.

Les enregistrements des 9 février 1954, 13 mai 1955, présentent une dernière phase T. Celle-ci est interprétée par transformation en des points du talus Sud-Est de Porto-Rico (18° N-66° W). Des pentes de 15° à 20° sont relevées dans cette région. Ces ondes pour le séisme du 9 février 1954, sont les plus grandes, 1,5 mm. La recherche des lieux de transformations PT et ST indique qu'elles proviendraient de transformation ST.

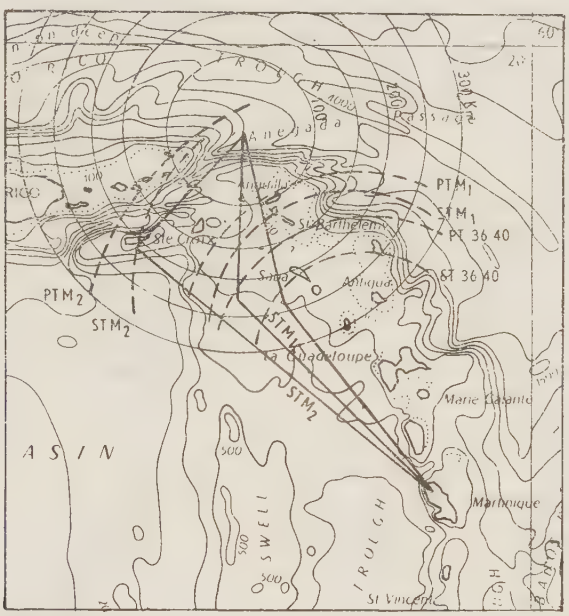
La secousse du 13 mai 1955, la plus forte, est de magnitude 6,1. Outre les phases T précisées dans les paragraphes précédents, l'enregistrement présente des ondes T inscrites ultérieurement, et qui peuvent être interprétées par la réflexion de T sur le talus Sud de « Los Roques ».

Le séisme du 29 mars 1955 dont l'épicentre est à 340 km de la Martinique paraît être un cas limite : en fin d'enregistrement des *traces* d'ondes pourraient être considérées comme des T, issues de transformations au Sud du banc de Saba.

3. — ÉTUDE DES CAS PARTICULIERS.

SÉISME DU 13 MARS 1955

Epicentre : 19° N, 63° 1/2 W USCGS.
H : $23^h31^m54^s$.
Distance épicentre-Martinique : 535 km.
L'enregistrement présente des courtes périodes dans les P.
Les ondes T sont de très petite amplitude, elles émergent progressivement à partir de $23^h36^m40^s$ puis deviennent plus nettes (amplitude de 1 mm) en deux maximums que l'on peut situer vers $23^h37^m15^s$ et $23^h38^m35^s$.



Interprétation des phases T, du séisme du 13 mars 1955

1) Début des ondes T.

Les premières ondes T $23^h36^m40^s$ correspondent à une durée de propagation de 286 s et à une vitesse de 1.870 m/s.

Le lieu ST part de Saint-Christophe et s'incurve vers le Sud-Ouest, il rencontre la courbe 1.000 mètres en un point voisin de 17° N-63° W, puis la courbe 2.000 mètres en un point voisin de 16° N-63° 1/2 W. Les pentes définies par les courbes 1.000 et 2.000 mètres sont très faibles : 1°.

Le lieu PT est décalé vers l'Ouest par rapport au lieu ST. Les courbes 1.000 et 2.000 mètres définissent des pentes du même ordre de grandeur que le lieu ST. Par contre les pentes au Sud du banc de Saba sont plus fortes : 6° environ.

Nous considérerons que ces premières ondes T proviennent de transformations PT, ST au voisinage de la courbe 1.000 mètres, au Sud du banc de Saba.

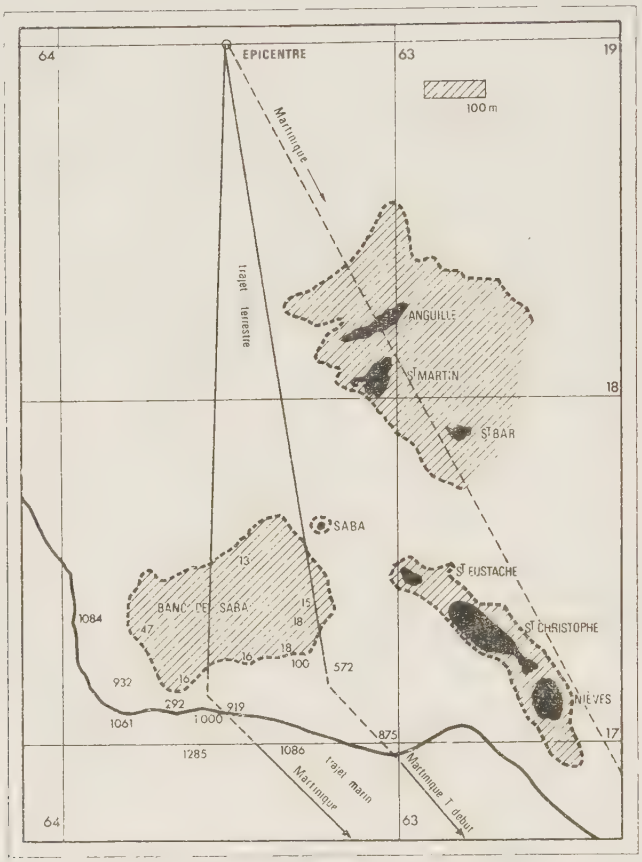
Notons que le trajet direct épicentre-Martinique (ou s'en écartant de peu) est parsemé de nombreuses îles : Anguille, Saint-Martin, Saint-Barthélémy, Saba, Saint-Christophe, Nièves, Montserrat, Guadeloupe, Dominique, qui interdisent toute propagation directe de T. Les premiers points du talus de cette région de l'arc des Petites Antilles visibles de Martinique, sont bien tels que les lieux PT et ST les définissent, car le talus s'étendant au Sud de Montserrat, où des transformations PT, ST peuvent avoir lieu, est masqué par la pointe Sud de l'île de la Dominique, pour la Martinique.

2) Maximum T_1M_1.

Vers $23^h37^m15^s$ les ondes T sont un peu plus nettes, l'amplitude atteint 1 mm.

La durée de propagation de ces ondes est de 321 s et la vitesse de 1.670 m/s.

Les lieux PT et ST sont décalés vers l'Ouest par rapport aux lieux PT, ST trouvés pour le début des T. Le lieu ST, près de la courbe 1.000 mètres, est extrêmement voisin du lieu PT du début. Il semble que l'on puisse considérer ces ondes T_1M_1, comme provenant de transformations ST au Sud du banc de Saba, plutôt que de transformations PT en des points du talus aux pentes faibles s'étendant au Nord-Ouest du banc de Saba, et en partie masqué, de Martinique, par celui-ci.



Séisme du 13 mars 1955

3) Maximum T_1M_2.

Une nouvelle phase maximum, 1 mm, peut être relevée vers $23^h38^m35^s$, soit une minute après T_1M_1.

La durée de propagation est de 401 s et la vitesse est de 1.340 m/s.

Chacun des lieux PT et ST détermine deux régions de transformations :

D'une part le talus sous-marin bordant les hauts fonds situés à l'Est de Porto Rico, et d'autre part, le talus Sud de l'île de Sainte-Croix.

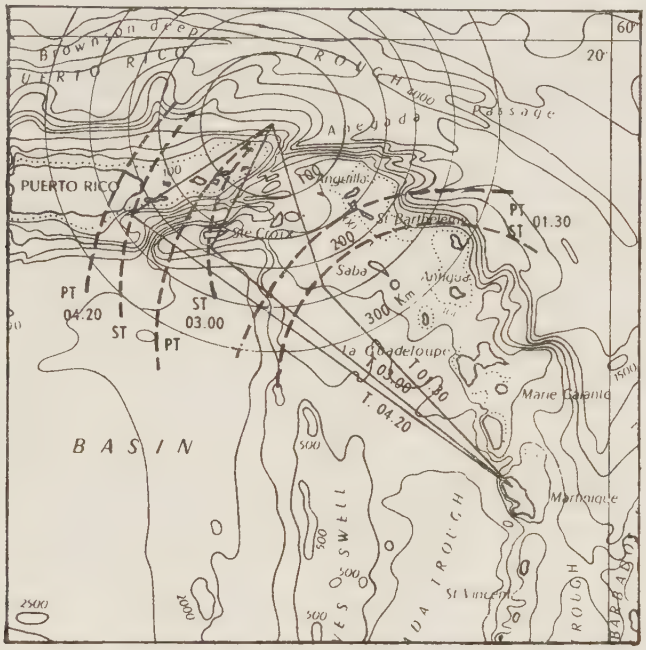
Le talus à l'Est de Porto Rico est masqué, presque entièrement, par l'île de Sainte-Croix, à l'Ouest, et par le banc de Saba, à l'Est. Le passage se limite pratiquement à une droite, tangente de part et d'autre à cette île et à ces hauts fonds. Il semble donc difficile de retenir cette propagation.

Le talus Sud de l'île de Sainte-Croix, déterminé par les lieux PT et ST, sera retenu comme lieu de transformation.

SÉISME DU 9 FÉVRIER 1954

Epicentre : 19° N, 64° W USCGS.
H : $08^h56^m25^s$.
h : 100 km.
Distance épicentre-Martinique : 560 km.

Les ondes P sont de faible amplitude (*e*P $08^h58^m04^s$) et présentent des périodes de l'ordre de 0,5 s. Les ondes T sont progressives. On peut dire qu'il y a des T à $09^h03^m00^s$, sans exclure la possibilité de traces de T depuis $09^h01^m30^s$ environ. On relève un faible maximum, 1,5 mm, vers $09^h04^m20^s$ qui dure 30 s environ.



Interprétation des phases T, du séisme du 9 février 1954

1) Propagation des traces de T : $09^h01^m30^s$.

La durée de propagation est de 305 s et la vitesse de 1.840 m/s.

On retrouve comme région de transformation celle qui est constituée par les pentes s'étendant au Sud du banc de Saba.

2) Ondes T : $09^h03^m00^s$.

Ces ondes ont une durée de propagation de 395 s et une vitesse de 1.420 m/s.

Les lieux PT et ST sont respectivement identiques à ceux qui correspondent aux ondes T_1M_1 de la secousse du 13 mars 1955.

3) Ondes T : $09^h04^m20^s$.

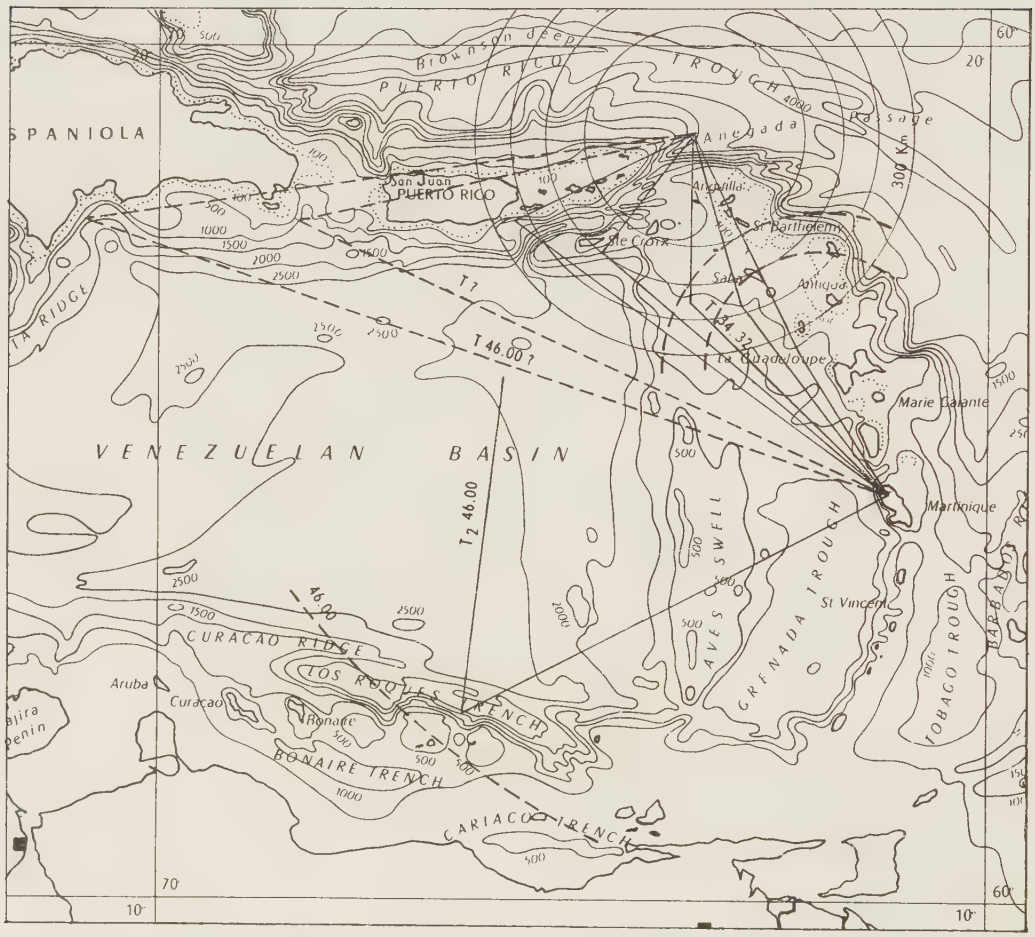
Ces ondes T sont les plus nettes de cet enregistrement, bien que de faible amplitude, 1,5 mm. La durée de propagation est de 475 s et la vitesse de 1.180 m/s.

Le lieu ST détermine une région du talus sous-marin s'étendant au Sud-Est de Porto Rico (18° N, 65° 8 W). L'île de Sainte-Croix ne masque pas ces points de transformation pour la Martinique.

SÉISME DU 13 MAI 1955

Epicentre : 19° N, 63° 1/2 W USCGS.
H : $03^h29^m49^s$.
Magnitude : 6,1.
Ressenti à San Juan de Porto Rico (300 km de l'épicentre).
Distance épicentre-Martinique : 535 km.

Répliques :
H : $05^h21^m09^s$.
H : $06^h59^m26^s$.



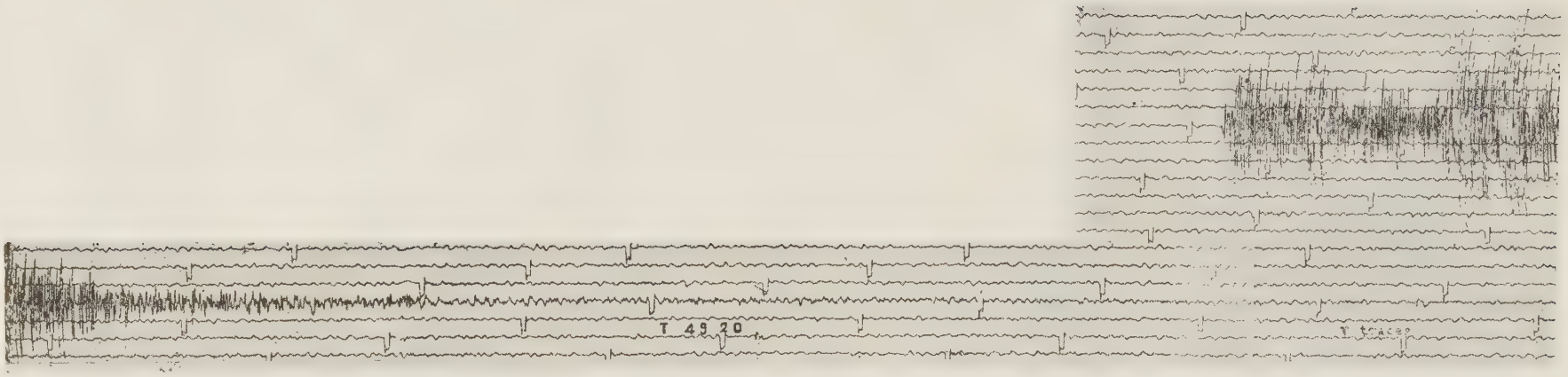
Interprétation des phases T du séisme du 13 mai 1955

Le fait le plus important est que, bien que ce séisme soit de magnitude 6,1, ressenti à San Juan situé à 300 km de l'épicentre, les ondes T enregistrées en Martinique sont de très petite amplitude.

L'importance de la secousse et la proximité de l'épicentre ne permettent pas de préciser l'arrivée des premières ondes T.

La réplique de $05^h21^m09^s$ permet de donner des T 3^m30^s après les P, soit à $03^h34^m32^s$ pour la secousse principale. La durée de propagation est de 283 s et la vitesse de 1.890 m/s.

Les lieux PT et ST sont superposables à ceux qui ont été trouvés pour le séisme du 13 mars 1955 dont l'épicentre est le même. On se reportera donc à cette étude.



« Nord de l'Arc des Petites Antilles ». Enregistrement du 17 août 1954,
18 1/2 N-63 W, H : 16.45.20

Les ondes T de la secousse de $03^h29^m49^s$ s'inscrivent jusque vers $03^h\ 50^m$, l'amplitude restant très faible. Outre les ondes T reconnues pour les séismes d'épicentre voisin de celui-ci, cette secousse, par sa grande intensité, donne lieu à d'autres possibilités de propagation de T. On trouve des ondes T un peu plus nettes vers les minutes 46, 47 ; les vitesses sont alors de l'ordre de 500 à 600 m/s et l'interprétation de telles ondes est incertaine. On peut admettre la possibilité de réflexion au voisinage de « Los Roques ».

Les répliques de $05^h21^m09^s$ et $06^h59^m26^s$ ne présentent pas ces ondes T.

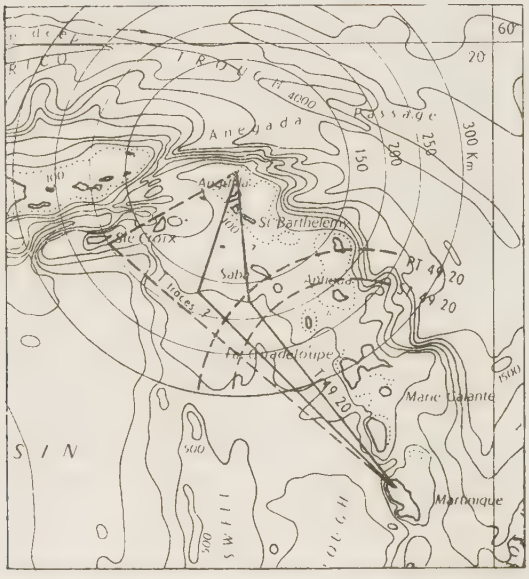
SÉISME DU 17 AOUT 1954

Epicentre : 18° 1/2 N-63° W BCIS.

H : $16^h45^m20^s$.

Distance épicentre-Martinique : 450 km.

La proximité de l'épicentre ne permet pas de déterminer le vrai début des T. Un train d'ondes T apparaît nettement vers $16^h49^m20^s$. Si l'amplitude des P et des S est importante (30, 40 mm) l'amplitude de cette phase T est petite : de l'ordre de 1 mm. La durée de propagation de ces ondes est de 240 s et la vitesse de 1.880 m/s.



Interprétation des phases T du séisme du 17 août 1954

Les lieux PT et ST déterminent la région du talus sous-marin s'étendant au Sud-Est du banc de Saba. D'une façon plus précise le lieu PT est superposable au lieu ST de la secousse du 13 mars 1955. Ces ondes T peuvent donc être interprétées par transformations PT en cette région du talus. Sans exclure absolument la possibilité de transformation ST en des points définis par le lieu ST, il semble que la région du talus déterminée par ce lieu soit moins favorable à la propagation de T vers la Martinique.

Les ondes T se poursuivent très faiblement. On retrouve les phases T étudiées pour le séisme du 13 mars 1955 : ondes T provenant de transformations au Sud du banc de Saba et à l'état de traces et sans certitude des ondes T qui seraient issues de transformations au Sud de Sainte-Croix.

Les enregistrements de Guadeloupe, dont la distance à l'épicentre est de 300 km, sont saturés et ne permettent donc aucune étude.

SÉISME DU 29 MARS 1955

Epicentre : 17° 1/2 N, 62° 1/2 W USCGS.

H : $17^h46^m30^s$.

Distance épicentre-Martinique : 340 km.

Nous donnerons ce séisme en nous permettant de faire des réserves. Il n'y a pas de phase T nette. Tout au plus des traces d'ondes que l'on peut relever de la minute 3 à la minute 6 ; après les P. Il est même hasardeux de dire que ce sont des T. Les études précédentes laissent penser que la propagation de T dans ce cas n'est pas complètement impossible. On se trouverait devant un cas limite.

CHAPITRE VII

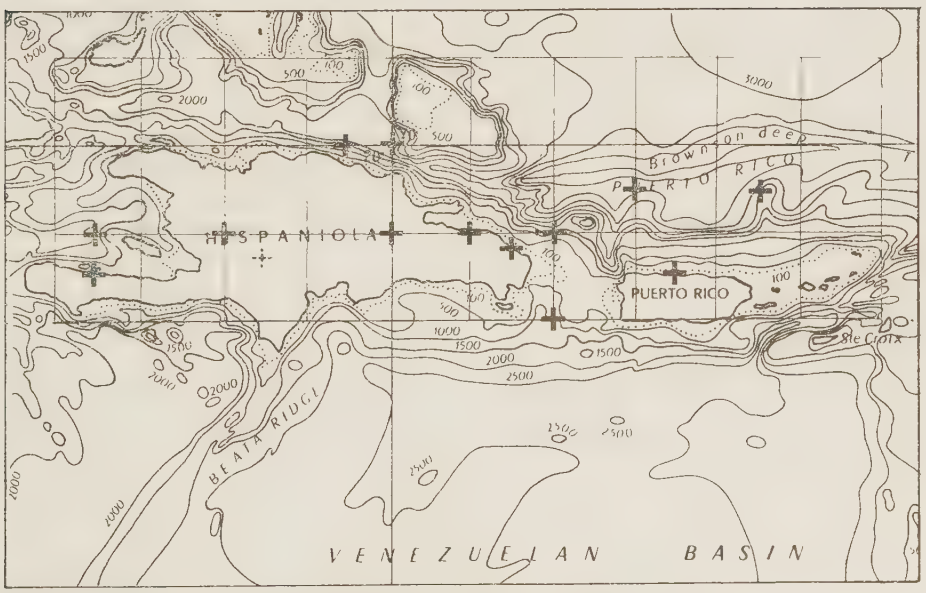
RÉGION DE PORTO-RICO, DU DÉTROIT DE MONA, DE HAÏTI ET DE LA RÉPUBLIQUE DOMINICAINE

1. — LIMITES GÉOGRAPHIQUES.

Nous délimiterons cette région par les parallèles 18 et 21° N et par les méridiens 65 et 75° W. Les séismes de cette région, reconnue comme la plus séismique de l'arc des Antilles (Seismicity of the Earth, Gutenberg et Richter), ont leur épicentre situé soit dans les îles de Porto Rico ou de Saint Domingue, soit en bordure Nord de celles-ci, principalement sur le talus de la profonde fosse de Porto Rico, au-delà de ces îles vues de la Martinique. De façon systématique ils donnent lieu à l'enregistrement d'ondes T en Martinique.

D'Est en Ouest les épicentres étudiés sont les suivants :

19/10/53 :	19°	1/2 N,	65°	1/2 W	h :	60 km	
27/ 8/52 :	18°	1/2 N,	66°	1/2 W	h :	100 km	
1/ 4/54 :	19°	1/2 N,		67° W	h :	60 km	Mag. : Pasadena 6 1/4
18/ 2/55 :		19° N,		68° W	h :	100 km	
21/11/52 :		18° N,		68° W	h :	100 km	
29/ 9/54 :	18°	3/4 N,	68°	1/2 W			
14/12/52 :		19° N,		69° W			
3/ 9/55 :		19° N,		70° W			



Carte des épicentres de la région de Haïti, de Porto-Rico et de la République Dominicaine

25/ 9/54 :	19° N,		70° W		
31/ 5/53 :	20° N,	70° 1/2 W	Ressenti	Mag. : 7 1/2	Berkeley
7/ 6/53 :	20° N,	70° W	Ressenti	Mag. : 5 3/4	
6/ 1/52 :	19° N,	72° W	Ressenti		
25/ 1/53 :	19° N,	73° 1/2 W	Ressenti	Mag. : 5 3/4	Rome
28/10/52 :	18° 1/2 N,	73° 1/2 W	Ressenti	Mag. : 6	Pasadena.

2. — ONDES T DE CES SÉISMES.

La première remarque qu'impose l'observation des enregistrements est l'importance de la durée d'inscription des ondes T. *Celle-ci peut être supérieure à 10 minutes.* Les vitesses apparentes des ondes T présentent ainsi un large éventail, de l'ordre de 700 m/s à 2.200 m/s. Ces ondes T sont enregistrées sous forme d'ondes continues passant par plusieurs maximums d'amplitude ou bien par des phases maximums plus ou moins largement étalées mais séparées les unes des autres.

Le vrai début est en général difficile à préciser. Si à partir d'une certaine heure des ondes T sont tout à fait nettes, la possibilité, dans de nombreux cas, de traces antérieures n'est pas à exclure. Nous montrerons que cette émergence progressive des ondes T tient essentiellement à leur propagation, liée à la topographie. La comparaison des enregistrements de séismes de même épicentre mais de magnitude différente permet de préciser ce point.

Les vitesses apparentes sont nettement supérieures à la vitesse du son dans la mer. La plus grande est de 2.220 m/s.

Nous avons cherché les lieux des points de transformation correspondant aux durées de propagation observées.

— *Les talus des transformations,* pour les épicentres pris d'Est en Ouest, jalonnent d'Est en Ouest le talus sous-marin s'étendant du banc de Saba à la côte Est du Cap Beata.

D'une façon plus précise on trouve :

— *a*) Talus Sud du banc de Saba : épicentre 19° 1/2 N - 65° 1/2 W.

— *b*) Talus Sud-Est de Porto Rico : épicentre de 66° W à 70° 1/2 W.

— *c*) Talus Sud de Porto Rico (de 66° 1/2 à 67° 1/2 W) : épicentre 19° N - 70° W (3 septembre 1955).

— *d*) Talus Sud-Est de la R. Dominicaine : épicentre 19° N - 70° W (25 septembre 1954) ; 20° N - 70° 1/2 W (31 mai 1953, réplique à $20^h56^m18^s$ du séisme de $19^h58^m35^s$).

— *e*) Talus Est du Cap Beata : épicentre de 71° W à 74° W.

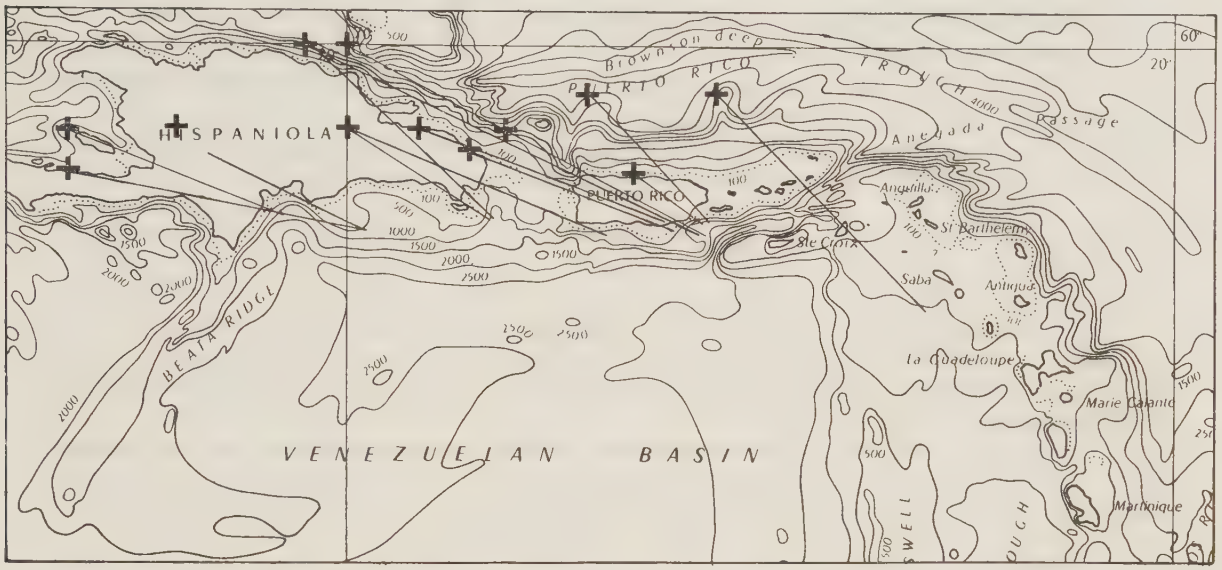
Les talus *b, d, e,* apparaissent privilégiés et plus particulièrement le talus *b,* qui s'étend au Sud-Est de Porto Rico. Il est sensiblement perpendiculaire à la direction de propagation des ondes. Il faut toutefois remarquer que ce talus n'est pas systématiquement trouvé comme lieu de transformation pour les premières ondes T de tous ces séismes, bien que les angles d'incidences des ondes continentales soient peu différents ; les épicentres les plus à l'Ouest, (épicentre de longitude > 71° W) conduisent à des talus de transformation correspondant à des trajets continentaux plus petits. Notons aussi que des séismes d'épicentre compris entre 68° W et 70° 1/2 W pour lesquels on obtient des transformations sur le talus Sud-Est de Porto Rico peuvent avoir des répliques, plus faibles, ne conduisant pas à ce trajet continental.

La recherche des lieux de transformation pour une durée de propagation donnée conduit à un lieu PT et un lieu ST. Ces lieux sont respectivement interprétés en fonction de la topographie. L'émergence progressive, fréquente, des premières ondes T rend toute affirmation difficile. Toutefois on peut différencier plusieurs cas types :

— Le talus sous-marin est défini par le lieu PT. Les premières ondes T enregistrées proviennent de transformations PT.

— Le talus sous-marin est défini par le lieu ST. Les ondes T relevées correspondent donc à des transformations ST sur ce talus sous-marin et l'émergence progressive, souvent mentionnée, des ondes T s'explique alors par des transformations PT sur ce même talus.

— Les lieux PT et ST sont de part et d'autre du talus sous-marin (en deçà et au-delà) : on peut admettre que l'émergence relevée ne correspond pas à une transformation nette soit que l'heure ait été prise un peu tard, soit, et ceci doit être signalé, du fait d'une certaine imprécision dans la détermination de l'épicentre.



Des ondes T sont enregistrées sans solution de continuité du début des T à un premier maximum T_1M_1. Elles peuvent être enregistrées pendant une durée variable, pouvant atteindre 2^m30^s. Il est souvent possible de relever, dans ces ondes T, des heures d'arrivée de phases caractérisées par un accroissement net de l'amplitude. (L'amplitude saute de 2 à 8 mm). Nous avons cherché à interpréter ces phases par des ondes PT ou ST.

Les résultats obtenus peuvent se résumer comme suit :

— Nous avons vu précédemment que lorsque le début relevé des T correspond à une transformation ST sur un talus, on peut considérer que les traces d'ondes T antérieures proviennent des transformations PT sur le même talus.

— Les lieux PT et ST d'une phase intermédiaire conduisent à l'interprétation de la phase T, par transformation d'ondes P sur un nouveau talus de transformation. Le trajet continental est plus court et le trajet océanique plus important que pour le début. Nous avons mis ainsi en évidence le talus Sud-Est de la R. Dominicaine. Ce talus est lieu de transformation PT d'ondes T intermédiaires pour un certain nombre de séismes :

14/12/1952 19° N - 69° W ; 3/9/1955 19° N - 70° W ; 31/5/1953 20° N - 70° 1/2 W ; 7/6/1953 20° N - 70° W.

— Le lieu ST de la phase T intermédiaire détermine un nouveau talus de transformation ; ex. 19/10/1953 19° 1/2 N 65° 1/2 W. Le début provient de transformation sur le talus Sud du banc de Saba et une phase T intermédiaire est interprétée par transformation ST sur le talus de l'île de Sainte-Croix.

Les ondes T présentent une phase maximum. L'amplitude peut atteindre 20 mm. Elle est enregistrée pendant un temps moyen de 40 s (de 20 à 60 s). Les vitesses observées s'échelonnent de 1.390 à 1.730 m/s. Ces vitesses correspondent *au début de la phase* et non aux amplitudes maximums. S'il est parfois hasardeux de vouloir préciser ce début, il est des cas où on peut le faire avec précision : l'amplitude saute brusquement à une valeur nettement plus grande que précédemment et conduit aux amplitudes maximums. Ces ondes T_1M_1 ont été traitées comme des ondes PT ou ST. La recherche des lieux de transformation conduit aux remarques suivantes :

— Les lieux PT ou ST déterminent un talus de transformation différent des talus obtenus pour le début des T ou pour les phases T intermédiaires.

19/10/1953 T_1M_1 Talus Sud-Est de Porto Rico.
18/ 2/1955 ST_1M_1 Talus Sud-Est de la R. Dominicaine.
29/ 9/1954 ST_1M_1 *id.*
6/ 1/1952 T_1M_1 Talus Est du Cap Beata.
28/10/1952 ST_1M_1 *id.*

— Le lieu ST_1M_1 détermine le même talus que le lieu PT début. Ex. 31/5/1953 $20^h56^m18^s$ 20° N - 70° 1/2 W ST_1M_1 : Talus Sud-Est de la R. Dominicaine.

— Le lieu ST_1M_1 détermine le même talus que le lieu PT d'une phase T intermédiaire. Ex. 14/12/1952 ST_1M_1 et PT : Talus Sud-Est de la R. Dominicaine.

3/ 9/1955 *id.*
31/ 5/1953 *id.* ($19^h58^m35^s$).
7/ 6/1953 *id.*

Ces observations conduisent aux résultats suivants :

Les talus retenus comme lieu de transformation conduisant au maximum T_1M_1 (Sud-Est de Porto Rico, Sud-Est de la R. Dominicaine, Est du Cap Beata), ont une orientation telle que les ondes T suivent (après transformation des ondes continentales), un trajet sensiblement perpendiculaire à ces talus pour s'inscrire en Martinique.

Les trajets successifs continental et océanique ne sont pas nécessairement contenus dans un même plan de propagation. L'exemple le plus net est le cas du séisme du 18/2/1955 19° N - 68° W où les ondes continentales et les T seraient dans deux directions sensiblement perpendiculaires en plan. Il faut noter que, dans cet exemple, la longueur du trajet continental est du même ordre de grandeur que la profondeur du foyer (100 km).

Le trajet de l'épicentre à ces talus *correspond le plus souvent au minimum des trajets terrestres* des ondes PT ou ST enregistrées, ou est égal à celui qui est suivi par les ondes PT qui précèdent la phase maximum (transformations PT et ST_1M_1 sur le même talus).

Les amplitudes maximum peuvent être attribuées à des transformations ST.

On trouve, dans de nombreux cas, des phases T successives qui proviennent des transformations sur le même talus des phases principales P et S du séisme. Les heures d'arrivée de ces ondes T diffèrent de la différence S-P épicentre-talus. On notera que les amplitudes des ondes ST sont plus grandes que celles des ondes PT, de même que les ondes S et P d'un séisme enregistré à courte distance et pour des périodes comparables.

Tous les enregistrements de ces séismes, à l'exception de trois, (21/11/1952 ; 27/8/1952 et 19/10/1953), présentent à la suite des ondes T précédentes, une ou plusieurs phases T inscrites soit séparément, soit sans solution de continuité.

L'absence de ces ondes T dans les trois séismes précités peut être attribuée à : la position de l'épicentre, pour le séisme du 19/10/1952 19° 1/2 N - 65° 1/2 W. On aurait pu le classer dans la région Nord des Petites Antilles. A la faible intensité de la secousse, pour les deux autres. Les ondes T directes ont une amplitude de 1/2 à 1 mm.

Sur un « bruit de fond de T », plus ou moins important, ou nul, se détachent des ondes T nettes, sous forme d'une phase ou de plusieurs successives dont l'amplitude passe par des valeurs maximums. Il est plus difficile de préciser le début de ces phases maximums que celui de T_1M_1. Ces trains d'ondes apparaissent plus symétriques en amplitude : celle-ci croît progressivement et décroît de même. De plus, les amplitudes sont plus faibles que pour T_1M_1. Une exception cependant mérite d'être mentionnée : c'est celle du séisme du 25/1/1953 19° N - 73° 1/2 W, pour lequel l'amplitude d'une phase T_2 est trois fois plus grande que celle de la phase T_1M_1.

Les vitesses apparentes de ces phases T_2 sont respectivement et évidemment plus petites que celles des phases T_1M_1. On trouve jusqu'à des vitesses de l'ordre de 700 m/s.

Pour un certain nombre de ces phases T nous avons calculé, et tracé sur les cartes, les lieux des points de transformations PT, ST, L*g*T. Il apparaît alors qu'aucun point de ces lieux ne peut être considéré, géographiquement, comme point de transformations PT, ST, L*g*T susceptible de conduire à l'enregistrement, en Martinique, des ondes T considérées. Ex. 18/2/1955 19° N - 68° W :

les lieux PT et ST des ondes T de $08^h23^m25^s$ déterminent d'une part le talus qui s'étend au Nord-Ouest de la Péninsule de Goajira, d'autre part le talus Sud de Haïti (à l'Ouest du Cap Beata). *Or, aucun point de ces talus n'est visible de la Martinique,* ce qui exclut toute possibilité de propagation d'ondes T à partir de ces talus, vers la Martinique. La seule interprétation cohérente de ces ondes T est celle d'une propagation par réflexion.

L'étude de la propagation de ces ondes revient alors, en particulier, à préciser : le trajet continental, la nature des transformations, le talus de transformation et le lieu de réflexion.

On peut résumer les principaux résultats comme suit :

Les talus de transformation des ondes PT ou ST incidentes définissent dans son ensemble le talus sous-marin s'étendant de Porto Rico à Haïti, au Sud de ces îles, (à l'exception du talus Ouest du Cap Beata). A chaque phase T_2 correspond une ou plusieurs régions possibles de transformation appartenant à ce talus.

Les épicentres étant situés au Nord de ce talus de transformation et celui-ci ayant une direction générale Est-Ouest, il était logique de rechercher au Sud le talus de réflexion. Un lieu de réflexion prépondérant est ainsi trouvé être le talus sous-marin Sud de Los-Roques, au Nord du Vénézuela. Ce talus est largement étendu 400 à 500 km ; les pentes sont fortes (pentes *moyennes* de l'ordre de 22°) ; l'orientation générale de ce talus Est-Sud-Est, Ouest-Nord-Ouest est favorable à la réflexion d'ondes incidentes en provenance du talus de transformation, vers la Martinique.

Si la direction générale du talus voisin de 18° N, au Sud de Porto Rico et de la R. Dominicaine, est Est-Ouest, les cartes de fonds montrent un certain nombre de régions de ce talus de direction sensiblement Nord-Est-Sud-Ouest et qui sont : le talus Sud-Est de Porto Rico, le talus Sud-Est de la R. Dominicaine, le talus Sud-Est du Cap Beata. L'étude du début des ondes T, des phases intermédiaires et maximums T_1M_1 a mis en évidence l'importance de ces talus pour la propagation d'ondes PT et ST vers la Martinique. La propagation de T à partir de ces talus est de direction générale Nord-Ouest-Sud-Est. Des ondes T_2 des séismes des :

29/9/1954 : 18° 3/4 N, 68° 1/2 W ;
25/9/1954 : 19° N, 70° W ;
31/5/1953 : 20° N, 70° 1/2 W ;
7/6/1953 : 20° N, 70° W ;

ont été interprétées par la réflexion d'ondes T incidentes issues de l'un de ces talus.

Le talus de réflexion est alors celui qui borde intérieurement les Petites Antilles, de l'île de Sainte-Lucie à Grenade. De l'ensemble de ce talus il ne faut retenir que certaines régions telles que le talus Nord-Ouest de Sainte-Lucie, le talus Nord-Ouest de Saint-Vincent et certaines régions au voisinage des Grenadines et de Grenade, difficiles à préciser. Il est bon de noter, en effet, que l'orientation générale de ce talus n'est pas, dans son ensemble, favorable à la réflexion de T vers la Martinique. L'arc des Petites Antilles présente cependant deux alignements d'îles : Martinique, Dominique, Guadeloupe, d'une part et Sainte-Lucie, Saint-Vincent, Grenadines et Grenade, d'autre part, qui permettent d'envisager la réflexion de T sur l'un vers l'autre. S'il est des cas qui conduisent à la possibilité d'interprétation de ces ondes T_2 par simples transformations PT ou ST, il en est d'autres pour lesquels il n'est pas de doute possible : ces ondes T_2 se sont propagées par réflexion sur ce talus. [Séisme (4) Guadeloupe].

Que ce talus ne soit pas un bon réflecteur pour la Martinique est mis en évidence par le fait que ces ondes T_2 ne sont pas toujours enregistrées. Les ondes incidentes peuvent être supposées, dans de nombreux cas, peu différentes des ondes maximums T_1M_1. Si donc le maximum T_1M_1 est de petite amplitude on n'enregistrera pas d'ondes T_2 provenant de la réflexion d'ondes comparables au faible maximum T_1M_1.

Les ondes T réfléchies proviennent tout aussi bien de transformations PT que ST. L'étude des ondes PT et ST nous ayant montré que l'amplitude des ondes ST était, dans de nombreux exemples précis, supérieure à l'amplitude des ondes PT, on est en droit de penser que les plus grandes amplitudes des ondes T réfléchies sont dues à des ondes incidentes ST. En fait les chances de superposition des ondes PT et ST sont accrues par suite des réflexions, et il devient hasardeux de préciser la nature des ondes incidentes. Les variations d'amplitude qui peuvent être relevées dans les ondes réfléchies, variations de beaucoup moins nettes que dans les ondes directes, s'expliquent

bien par des réflexions de proche en proche en des régions plus ou moins favorables du talus réflecteur. La superposition d'ondes, issues de transformations différentes en des points de transformation voisins et réfléchies en des points voisins du talus réflecteur, correspond certainement mieux à la réalité du phénomène et rend compte en particulier du caractère progressivement croissant et décroissant des ondes T réfléchies.

3. — ÉTUDE DES CAS PARTICULIERS.

SÉISME DU 19 OCTOBRE 1953

Epicentre : 19° 1/2 N, 65° 1/2 W USCGS.

H : $18^h25^m18^s$.

h : 60 km.

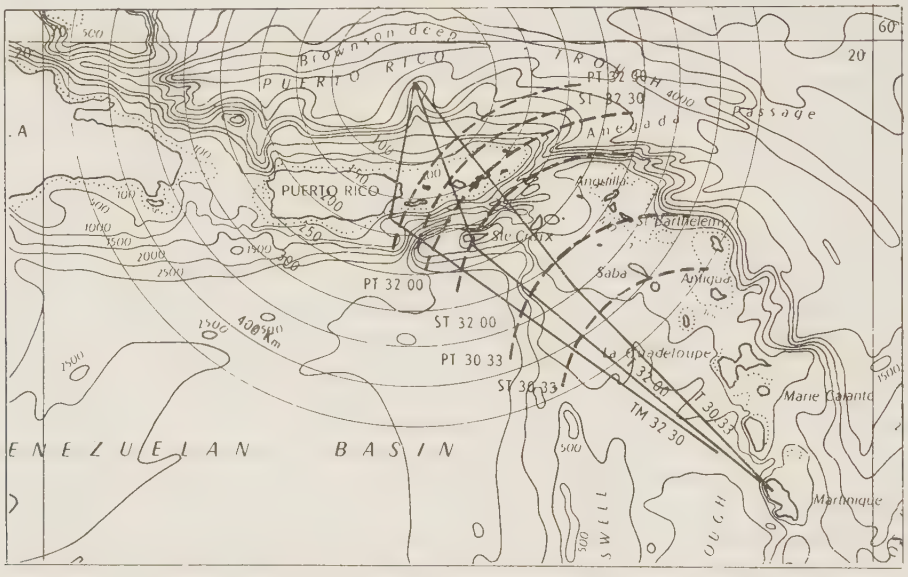
Distance épicentre-Martinique : 700 km.

Si l'enregistrement de cette secousse présente des ondes T, celles-ci restent toujours de petite amplitude.

Des traces de T semblent pouvoir être relevées vers $18^h30^m33^s$. La durée de propagation est de 315 s et la vitesse de 2.220 m/s..

Le lieu PT conduit à un trajet terrestre de l'ordre de 300 km.

Les deux courbes PT et ST déterminent le talus sous-marin s'étendant au Sud du banc Saba. Les lieux d'émergence de ces T sont donc à rapprocher de ceux qui ont été trouvés pour les séismes appartenant à « la Région Nord de l'arc des Petites Antilles » et étudiés d'autre part.



Interprétation des phases T du séisme du 19 octobre 1953

Autres ondes T.

Vers $18^h32^m00^s$, des T sont plus nettes. La durée de propagation est de 402 s et la vitesse de 1.740 m/s.

Le lieu PT conduit d'une part, à la partie Ouest du talus s'étendant au Sud de l'île de Sainte-Croix et d'autre part au talus bordant les hauts fonds à l'Est de Porto Rico.

Le lieu ST conduit au talus Sud de l'île de Sainte-Croix.

La propagation d'ondes T à partir du talus bordant les hauts fonds à l'Est de Porto Rico ne semble pas pouvoir être retenue : en effet l'île de Sainte-Croix et les hauts fonds du banc de Saba masquent ce talus pour la Martinique, à peu près complètement, semble-t-il.

Ces ondes T seront considérées comme provenant de transformations sur le talus Sud de Sainte-Croix.

Phase maximum T_1M_1.

Bien que l'amplitude soit encore petite, une phase maximum commence vers $18^h32^m30^s$ et s'étale sur 50 s environ. La durée de propagation est de 432 s et la vitesse de 1.620 m/s.

Le lieu PT détermine le talus sous-marin au Sud-Est de Porto Rico (18° N - 65° 1/2 W). Cette région est, de l'ensemble de ce talus, celle qui n'est plus masquée par Sainte-Croix. Une transformation ST en ce point donne une durée de propagation de 20 s supérieure à une transformation PT.

Le maximum T_1M_1 provient donc de transformations sur le talus Sud-Est de Porto-Rico. Cette propagation est telle que le trajet terrestre est minimum, 160 km. Le talus de transformation est plus prononcé que celui qui correspond aux autres ondes T de cette secousse et il fait face à la Martinique.

SÉISME DU 27 AOUT 1952

Epicentre : 18° 1/2 N, 66° 1/2 W USCGS.

H : $17^h01^m00^s$.

h : 100 km.

Distance épicentre-Martinique : 705 km.

L'enregistrement est faible (eP_n). Les T se présentent sous forme d'un long train de petite amplitude (1/2 à 1 mm) s'étalant sur 4 minutes environ, sans maximum net.

Les premières ondes sont relevées à $17^h08^m25^s$. La durée de propagation est de 445 s et la vitesse de 1.585 m/s.

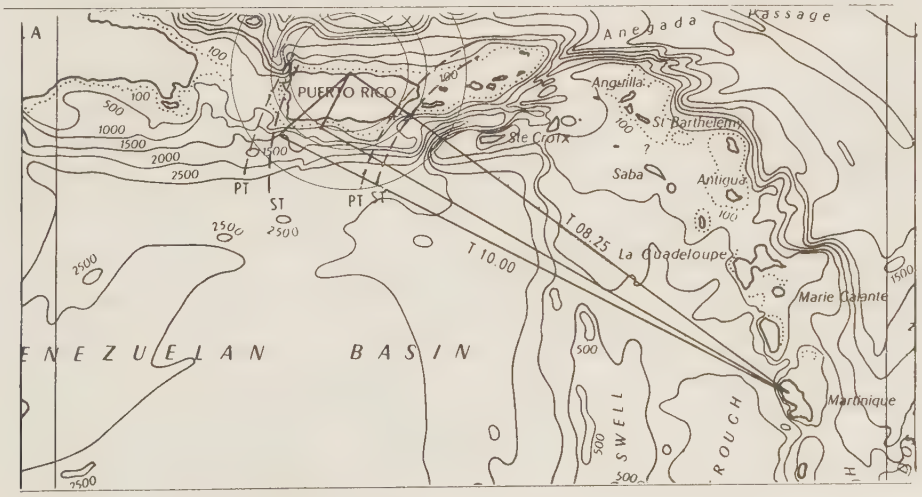
Les courbes PT et ST déterminent, l'une et l'autre, le talus sous-marin s'étendant à une distance de 75 à 100 km de l'épicentre, au Sud-Est de celui-ci, en direction de la Martinique.

Les T se poursuivent jusqu'à $17^h12^m00^s$, sans maximum.

Prenons arbitrairement les T de $17^h10^m00^s$. La durée de propagation est de 540 s.

Les deux courbes PT et ST rencontrent le talus sous-marin au Sud-Ouest de Porto Rico. On peut considérer que l'ensemble de ce talus ou certaines régions, donne lieu à des transformations conduisant à des T petites, du fait de la faible intensité de la secousse et de l'orientation défavorable du talus par rapport à la Martinique.

Notons aussi que le trajet continental (75 km) pour certains points de transformation est inférieur à la profondeur du foyer (h : 100 km).



Interprétation des phases T du séisme du 27 août 1952

SÉISME DU 1er AVRIL 1954

Epicentre : 19° 1/2 N, 67° W USCGS.

H : $14^h08^m59^s$.

h : 60 km.

Magnitude : 6 1/4 Pasadena.

Distance épicentre-Martinique : 816 km.

Les P n'ont pas de début net *e*P : $14^h10^m47^s$. La période est voisine de 1 s. Un train de 0,4 s de période arrive une quinzaine de secondes après cet *e*P.

Les ondes T sont progressives et s'étalent sur 4 minutes environ. Elles commencent vers $14^h16^m35^s$. L'amplitude croît vers $14^h17^m30^s$ (1,5 mm), et reste de cet ordre de grandeur pendant 2 minutes environ, puis on relève des ondes T très faibles vers $14^h24^m30^s$.

Les ondes T de $14^h16^m35^s$ ont un durée de propagation de 456 s et une vitesse de 1.790 m/s.

Le lieu PT conduit au talus sous-marin au Sud-Est de Porto Rico en une région qui, de Martinique, n'est pas masquée par l'île de Sainte-Croix. Le trajet terrestre est de l'ordre de 200 km. Le lieu ST est à 50 km environ au large du lieu PT par 3.000 m de fond. Ces lieux déterminent l'ensemble du talus. Il est hasardeux de préciser la nature des transformations.

Interprétation des phases T du séisme du 1er avril 1954

Maximum T_1M_1.

Cette phase maximum est mal définie et l'amplitude est petite. Nous en avons pris le début vers $14^h17^m30^s$. La durée de propagation est de 511 s et la vitesse de 1.600 m/s.

Les lieux PT et ST coupent le talus sous-marin au Sud de Porto Rico vers 67° W et 66° 1/2 W. Ces ondes T maximum n'ont que 1,5 mm d'amplitude.

Vers $14^h24^m30^s$ on relève une autre phase T, très faible. La durée de propagation est de 930 s et la vitesse de 900 m/s. Considérons les ondes T issues, par transformations PT ou ST, du talus Sud de Porto Rico (66° 1/2 W-67° W). La propagation P est de 28 s, celle des S de 49 s. En prenant une propagation moyenne de 40 s, la propagation océanique est alors de 890 s, soit 1.300 km. Le lieu de réflexion est constitué par le talus sous-marin de « Los-Roques ».

SÉISME DU 18 FÉVRIER 1955

Epicentre : 19° N, 68° W USCGS.
H : $08^h06^m41^s$.
h : 100 km.
Distance épicentre-Martinique : 875 km.

Des ondes T sont enregistrées pendant un peu plus de 11 minutes.

Les ondes T commencent vers $08^h14^m40^s$. L'amplitude est de l'ordre de 1 à 2 mm. Celle-ci croît nettement vers $08^h17^m09^s$, pour constituer la phase maximum T_1M_1 (4 mm, qui s'étale sur 40 s environ). L'amplitude décroît alors, cependant que des T sont enregistrées jusqu'à $08^h19^m00^s$. On relève d'autres ondes T, de 2 mm d'amplitude, vers $08^h23^m25^s$ et $08^h24^m05^s$. Puis un nouveau train de T plus petites vers $08^h25^m55^s$.

La durée de propagation des ondes T $08^h14^m40^s$ est de 480 s et la vitesse de 1.830 m/s.

Les lieux PT et ST encadrent de part et d'autre le talus sous-marin au Sud-Est de Porto Rico. Le trajet terrestre est de l'ordre de 250 km et sans pouvoir préciser si ces premières ondes sont issues de transformations PT ou ST, les lieux trouvés déterminent d'une façon satisfaisante le talus de transformation.

Le trajet de ces ondes est sensiblement direct.

Maximum T_1M_1.

L'amplitude des T croît vers $08^h17^m09^s$. Elle atteint 4 mm et cette phase maximum dure 40 s environ ; la durée de propagation est de 628 s et la vitesse de 1.390 m/s.

Les lieux PT et ST sont très proches du talus sous-marin Sud-Est de la R. Dominicaine. Le trajet terrestre est minimum, 100 km, et de l'ordre de la profondeur du foyer. La direction générale de ce talus est sensiblement perpendiculaire à la direction de propagation des ondes T vers la Martinique.

Ondes T_2.

On relève un deuxième groupe d'ondes T qui s'étalent sur 3 minutes environ sans présenter de début net. Ces ondes passent par deux phases maximum vers $08^h23^m25^s$ (durée de propagation de 1.004 s, vitesse de 875 m/s), et $08^h24^m05^s$ (durée de propagation de 1.044 s, vitesse de 835 m/s).

L'amplitude de ces ondes est de l'ordre de 2 mm.

Réflexion.

Considérons les ondes T, issues de transformations PT et ST du talus sous-marin voisin de 18° N, au Sud de l'épicentre.

Le trajet P ou S est de l'ordre de 1°, soit des durées de propagation de 20 s pour les P et de 34 s pour les S. Nous prendrons la moyenne de 27 s. Les propagations océaniques sont alors de 977 s soit 1.440 km pour $T_2M_2.1$ ($08^h23^m25^s$) et de 1.017 s soit 1.480 km pour $T_2M_2.2$ ($08^h24^m05^s$).

Les deux ellipses déterminent comme lieu de réflexion le talus sous-marin de « Los Roques ».

Nous montrerons aussi que ces ondes T2 ne peuvent provenir de transformations suivies d'une propagation T directe.

Les lieux définissent deux régions de transformation :

— Le talus sous-marin au Sud de Haïti dans sa partie Ouest (18° N-73° W) : les points de ce talus sont masqués par le Cap Beata et les hauts fonds qui le prolongent.

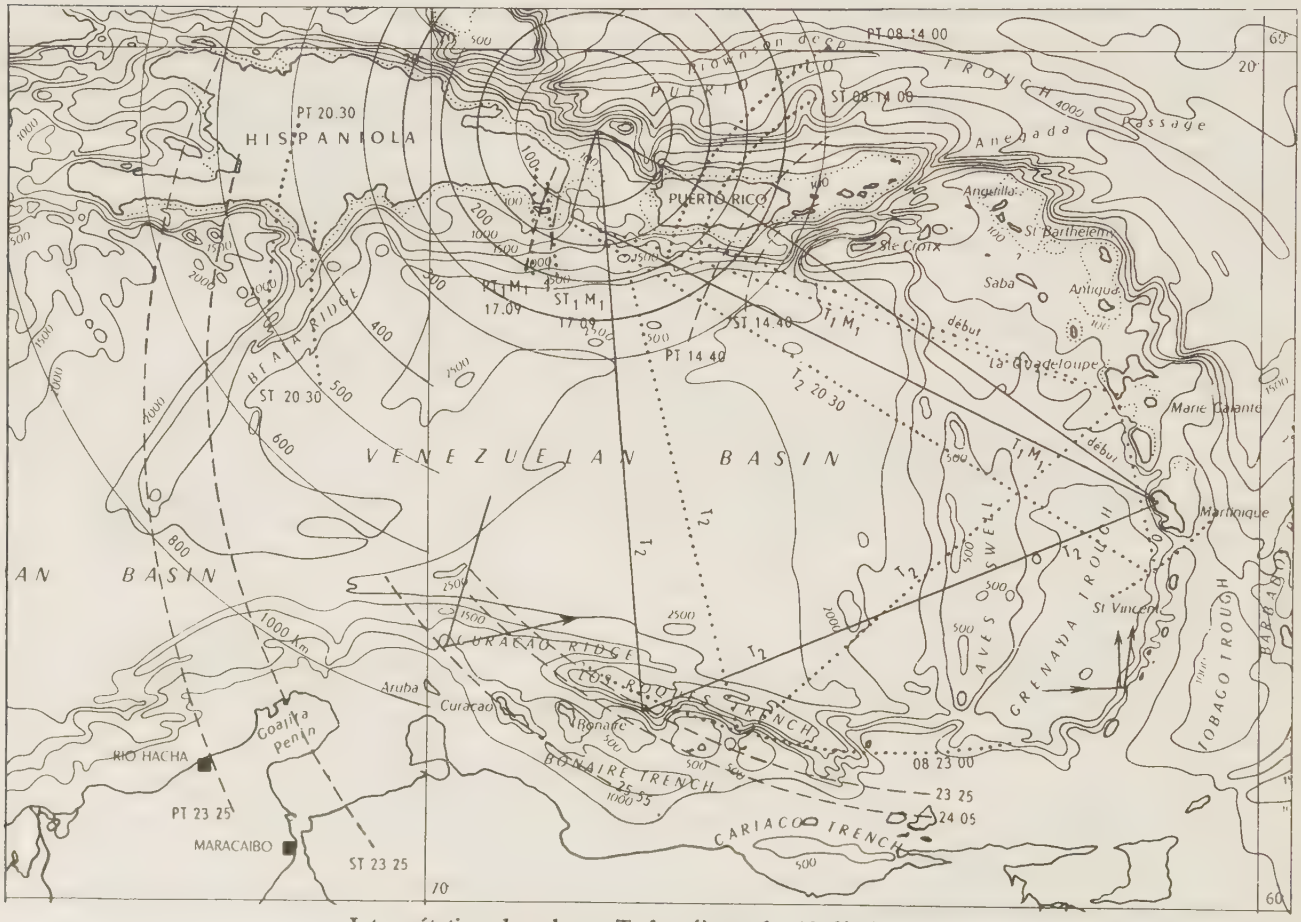
— Le talus sous-marin au Nord-Ouest de la péninsule de Goajira. Cette région n'est pas, non plus, visible de Martinique.

La propagation de ces ondes par transformations ne peut donc être retenue.

Ondes T_3.

Une dernière phase T est relevée vers $08^h25^m55^s$. Ces ondes T_3 sont de petite amplitude et durent 20 s environ. La durée de propagation est de 1.154 s et la vitesse de 760 m/s.

En admettant une durée de propagation terrestre de 27 s (la même que pour T_2M_2) la propagation océanique est de 1.127 s soit 1.650 km.



Interprétation des phases T du séisme du 18 février 1955

Une propagation par simple réflexion conduit à une ellipse qui passe au voisinage du talus sous-marin au Nord-Est de l'île d'Aruba.

La recherche d'une propagation par double réflexion est difficile à préciser. Disons cependant que la propagation d'ondes T par le trajet : 18° N-68° W-Bonaire-Grenadines-Martinique conduit à la durée de propagation observée.

Ces ondes T_3 peuvent donc être considérées soit en admettant une seule réflexion, soit en admettant que des ondes après réflexion sur le talus de Los Roques se sont réfléchies une seconde fois au voisinage des Grenadines.

GUADELOUPE.

Distance épicentre-Guadeloupe : 745 km.

Les ondes T en Martinique ont été relevées à partir de $08^h14^m40^s$. Si l'on considère que la différence de propagation des T de Martinique et de Guadeloupe est uniquement océanique, cette différence étant de 120 km, les T de Guadeloupe devraient arriver 82 s avant celles de Martinique, soit à $08^h13^m18^s$.

Une forte agitation microséismique et l'enregistrement des ondes longues ne permettent pas d'affirmer l'existence de T à cette heure. On ne peut le faire qu'à $08^h14^m00^s$.

Les lieux PT et ST de Guadeloupe apparaissent légèrement décalés vers l'Ouest par rapport à ceux de Martinique (de 1°).

Il est permis de penser que l'agitation microséismique n'a pas permis de relever les ondes T issues du talus Sud-Est de Porto Rico.

Maximum T_1M_1.

Ces ondes T se poursuivent jusqu'à la phase maximum T_1M_1 qui est enregistrée de $08^h16^m00^s$ à $08^h16^m30^s$. L'amplitude est de l'ordre de 4 mm.

La durée de propagation est de 559 s et la vitesse de 1.330 m/s.

Les lieux PT et ST Guadeloupe se superposent pratiquement à ceux de Martinique.

Ondes T_2.

On relève un deuxième train de T maximum de $08^h20^m30^s$ à $08^h21^m00^s$. L'amplitude est de l'ordre de 3 mm. La durée de propagation de ces ondes est de 829 s et la vitesse de 900 m/s.

Propagation par réflexion

Considérons que ces ondes proviennent de la réflexion d'ondes T peu différentes de T_1M_1. Le trajet P ou S est de 150 km environ, soit 24 et 42 s. Prenons une propagation moyenne de 33 s. La propagation océanique est alors de 796 s soit 1.170 km. L'ellipse définit comme lieu de réflexion le talus intérieur de l'arc des Petites Antilles à la hauteur de Sainte-Lucie.

Propagation par transformations suivies d'un trajet T direct

Les seuls points qui pourraient être considérés sont ceux, où le lieu ST rencontre les hauts fonds prolongeant le Cap Beata (17° N, 71° 1/2 W).

De ces deux possibilités de propagation nous retiendrons seulement la première. En effet :

— Le lieu de réflexion à la hauteur de SainteLucie est tel que les ondes réfléchies qui pourraient s'inscrire en Martinique arrivent en fin de la phase maximum T_1M_1 et ne peuvent donc être différenciées de celle-ci.

— La propagation par transformation suivie d'un trajet direct conduirait en Martinique à une durée de propagation de 896 s (S : 400 km - 100 s et T : 1.170 km - 796 s). Or les T_1M_1 de Martinique ont une durée de propagation de 628 s et les T_2M_2.1 de 1.004 s. Les ondes T de 896 s ne sont pas inscrites, et ce mode de propagation est à exclure aussi bien pour la Martinique que pour la Guadeloupe.

Autres ondes T_2.

Des ondes T émergent progressivement à partir de $08^h23^m00^s$. Ces T s'étalent sur 5 minutes environ en passant par un bref maximum autour de $08^h25^m55^s$. Cette phase maximum commence à $08^h25^m40^s$ et son amplitude atteint 1 mm.

Ondes T de $08^h23^m00^s$

Ces ondes ont une durée de propagation de 979 s et une vitesse de 760 m/s.

Nous considérons que ces ondes T sont issues de transformations sur le talus, au Sud de l'épicentre, par 18° N. La propagation terrestre est de 27 s (voir ondes T_2 Martinique). La propagation océanique est alors de 952 s soit 1.400 km. L'ellipse épouse la forme générale du talus voisin de 12° N. Elle passe au voisinage de Grenade et par le talus de la fosse de « Los Roques ».

Ondes T de $08^h25^m40^s$

Ces ondes ont une durée de propagation de 1.140 s et une vitesse de 655 m/s.

En faisant les mêmes hypothèses que pour les T de $08^h23^m00^s$ on trouve un trajet T de 1.600 km qui définit une nouvelle ellipse extérieure à la précédente, voisine de celle-ci et passant près de Curaçao.

Ondes T_3.

Les ondes T qui s'inscrivent ultérieurement jusqu'à $08^h28^m00^s$ peuvent être vraisemblablement considérées comme des ondes T subissant deux réflexions ainsi que nous l'avons envisagé pour les ondes T analogues inscrites en Martinique.

En effet si l'on considère les dernières ondes T enregistrées, en Martinique ($08^h26^m15^s$) et en Guadeloupe ($08^h28^m00^s$), la différence des durées de propagation (105 s) conduit à un trajet T de l'ordre de 150 km, qui correspond bien à la différence des trajets T pour des ondes réfléchies au voisinage des Grenadines et inscrites respectivement en Guadeloupe et en Martinique.

SÉISME DU 21 NOVEMBRE 1952

Epicentre : 18° N, 68° W USCGS.
H : $06^h10^m38^s$.
h : 100 km.
Distance épicentre-Martinique : 825 km.

Cet épicentre a été calculé à partir des enregistrements d'un petit nombre de stations (8). L'enregistrement en Martinique est faible. On avait donné dans le bulletin mensuel : *e*P, T, fin.

On relève un train d'ondes T de faible amplitude, sans maximum net et qui commence vers $06^h18^m02^s$. La durée de propagation est de 444 s et la vitesse de 1.860 m/s.

Le lieu des points de transformation PT conduit à des ondes T issues du talus Sud-Est de Porto Rico.

Il nous paraît important de noter que :

— Cet épicentre est situé sur un talus. La profondeur du foyer est donnée égale à 100 km.

— L'enregistrement ne présente aucun maximum d'ondes T, issues du talus au voisinage immédiat de l'épicentre.

— Ce séisme a donné lieu à des ondes T enregistrées aux Bermudes.

SÉISME DU 29 SEPTEMBRE 1954

Epicentre : 18° 3/4 N, 68° 1/2 W BCIS.
H : $21^h44^m46^s$.
Distance épicentre-Martinique : 900 km.
Les P et les S ont des périodes courtes (0,3 s).

Les premières ondes T sont très progressives, il y en a certainement à partir de $21^h53^m00^s$, sans exclure la possibilité de traces depuis le milieu de la minute précédente. L'amplitude des T est plus sensible vers $21^h53^m30^s$, puis croît pour donner une phase maximum T_1M_1 (2 à 3 mm) autour de $21^h55^m00^s$. Ce maximum est bref (20 s). L'amplitude des T décroît par la suite jusqu'à la minute 57. Ce train de T_1 s'étale donc sur 4 minutes en passant par un maximum.

Interprétation des phases T du séisme du 29 septembre 1954

La durée de propagation des T_1 de $21^h53^m00^s$ est de 494 s et la vitesse de 1.820 m/s.

Le lieu ST détermine le talus sous-marin Sud-Est de Porto Rico. Le trajet terrestre est de l'ordre de 300 km. Le trajet PT détermine la région au milieu du talus Sud de cette île, le trajet terrestre est de l'ordre de 220 km.

Les traces de T, précédant ces T_1, peuvent être attribuées à des transformations PT sur le lieu ST que l'on vient de déterminer. En effet, soit *a* un point de ce lieu, on trouve :

Propagation P : 300 km : 43 s.

Propagation T : 615 km : 417 s.

Propagation totale : 460 s qui correspond au milieu de la minute 52, où des traces de T peuvent être relevées.

Maximum T_1M_1.

La phase maximum commence vers $21^h54^m50^s$. La durée de propagation est de 604 s et la vitesse de 1.490 m/s.

Le lieu ST détermine le talus sous-marin au Sud-Est de la R. Dominicaine. Le trajet terrestre est minimum et l'orientation du talus est favorable à une propagation vers la Martinique.

On relève ensuite d'autres ondes T. L'amplitude est petite et on ne peut parler de maximum. Ainsi vers $21^h58^m30^s$, $22^h00^m00^s$ et $22^h00^m50^s$.

Ces T correspondent respectivement à des durées de propagations de 824 s (vitesse : 1.090 m/s), 914 s (vitesse : 985 m/s) et 964 s (vitesse : 930 m/s).

Ces ondes T sont comparables aux T_2 des séismes précédents.

En admettant un trajet terrestre de l'ordre de 75 km, soit 17 s, les durées de propagation T sont de 807 s, 897 s, 937 s, soit : 1.185 km, 1.330 km et 1.380 km. Les ellipses, définies par leurs foyers, Martinique et 18° N-68° 1/2 W et par ces distances, déterminent des lieux de réflexion déjà rencontrés.

Ellipse $21^h58^m30^s$: 1.185 km : Réflexion vers les Grenadines.

Ellipse $22^h00^m00^s$: 1.330 km : Réflexion sur le talus Sud de « Los Roques », dans sa partie Est.

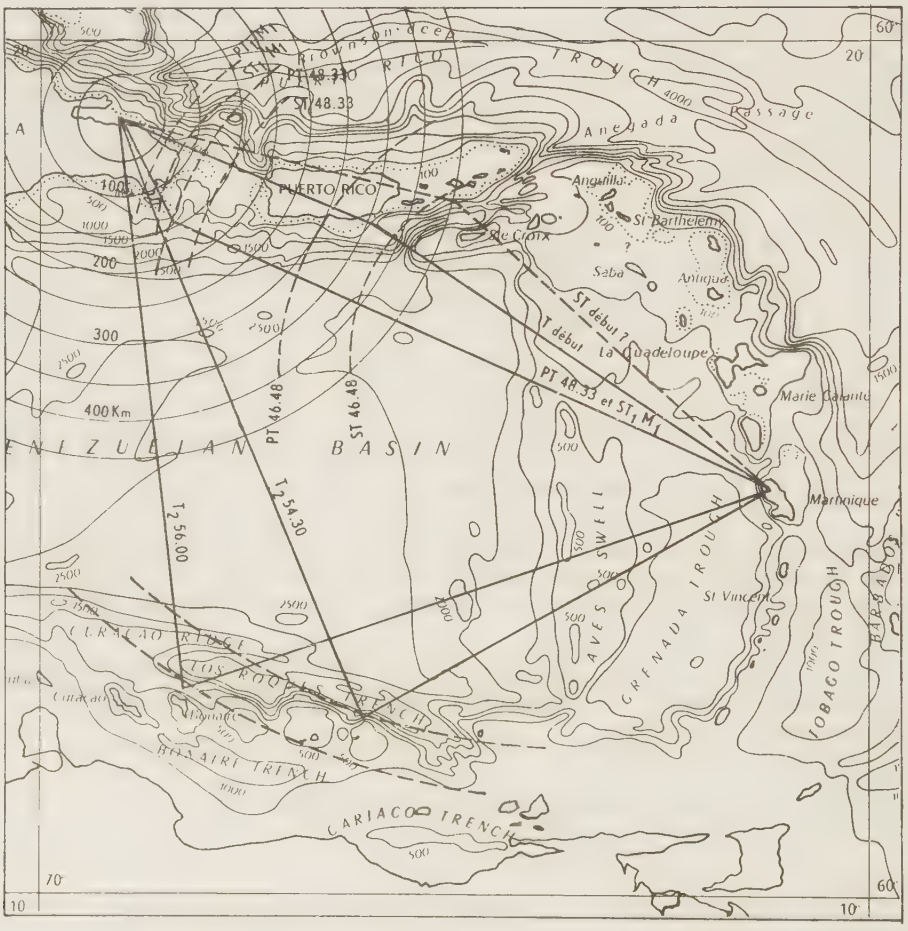
Ellipse $22^h00^m50^s$: 1.380 km : Réflexion sur le tallus de « Los Roques », dans sa partie Ouest.

SÉISME DU 14 DÉCEMBRE 1952

Epicentre : 19° N, 69° W USCGS.

H : $10^h38^m39^s$.

Distance épicentre-Martinique : 960 km.



Interprétation des phases T du séisme du 14 décembre 1952

Les P, les S et les T présentent sur les enregistrements « courte période » des périodes comparables, l'amplitude des T étant plus petite. Les P n'ont pas de début net.

La première phase T est très étalée. Elle commence assez nettement à $10^h46^m48^s$. L'amplitude est petite jusqu'à $10^h48^m33^s$, où elle devient alors égale à 2 mm. L'amplitude croît de nouveau vers $10^h49^m00^s$ pour donner un maximum T_1M_1, autour de $10^h49^m10^s$, qui atteint 5 mm et dure 15 à 20 s, puis l'amplitude décroît rapidement.

Début des T_1.

La durée de propagation est de 489 s et la vitesse de 1.960 m/s.

Le lieu PT détermine une région du talus sous-marin s'étendant au Sud de Porto Rico.

Le lieu ST passe par les courbes 2.000-3.000 m du talus au Sud-Est de Porto Rico. Dans leur ensemble, ces deux lieux encadrent ce talus que l'on peut retenir comme lieu de transformation.

Ondes T_1 de $10^h48^m33^s$.

La durée de propagation est de 594 s et la vitesse de 1.615 m/s.

Le lieu PT passe au voisinage immédiat du talus sous-marin bordant au Sud-Est la R. Dominicaine. Nous avons rencontré cette région, dans d'autres études analogues, pour rendre compte de la durée de propagation de T_1 plus nettes. On peut donc considérer ces T_1 : $10^h48^m33^s$ (amplitude 2 mm) comme provenant de transformation PT en cette région.

Maximum T_1M_1.

La phase maximum T_1M_1 commence à $10^h49^m00^s$. Elle dure 15 à 20 s, l'amplitude est de 5 mm, la durée de propagation est de 621 s et la vitesse de 1.550 m/s.

Le lieu ST est très voisin du lieu PT des T de $10^h48^m33^s$ et détermine le talus Sud-Est de la R. Dominicaine. Le lieu PT est décalé vers l'Ouest par rapport au lieu ST et semble moins favorable. Le trajet terrestre est de l'ordre de 100 à 150 km pour les transformations ST et bien que la concordance ne soit pas excellente avec la différence (T_1M_1 — T ($10^h48^m33^s$) de 27 s, qui, considérée comme une différence S-P, conduit à 230 km, on est tenté d'attribuer les T de $10^h48^m33^s$ à des transformations PT et le maximum T_1M_1 à des transformations ST sur le talus Sud-Est de la R. Dominicaine.

Ondes T_2.

On relève une nouvelle phase à partir de $10^h54^m30^s$. Ces ondes sont étalées sur 3 minutes environ, l'amplitude est plus nette vers $10^h56^m00^s$.

La durée de propagation des T de $10^h54^m30^s$ est de 951 s et la vitesse de 1.010 m/s.

En prenant comme région de transformations le talus 18° N, de 68° 1/2 à 69° W, le trajet terrestre est de l'ordre de 1° soit 26 s (P : 19 s, S : 33 s). Le trajet océanique est alors de 925 s soit 1.360 km. L'ellipse correspondante définit, comme lieu de réflexion, la partie orientale du talus Sud de « Los Roques ».

Ondes T de : $10^h56^m00^s$. La durée de propagation est de 1.041 s et la vitesse de 920 m/s. Les mêmes hypothèses que pour les T de $10^h54^m30^s$ conduisent à un trajet océanique de 1.015 s soit 1.490 km. L'ellipse définit la partie occidentale du talus de « Los Roques ».

SÉISME DU 25 SEPTEMBRE 1954

Epicentre : 19° N, 70° W USCGS.

H : $19^h22^m17^s$.

Distance épicentre-Martinique : 1.050 km.

Les phases principales sont peu nettes, on a donné *e* : $19^h24^m42^s$ et *eS* : $19^h26^m23^s$.

L'enregistrement présente trois phases T.

Les T_1 sont très progressives. Elles sont nettement visibles à partir de $19^h32^m20^s$, sans exclure la possibilité de traces antérieures. L'amplitude est plus sensible vers $19^h32^m40^s$, pour donner un maximum (2 mm) aux environs de $19^h33^m15^s$. Ce maximum est bref : 20 s.

Début des T_1.

Il correspond à une durée de propagation de 603 s et à une vitesse de 1.740 m/s.

Le lieu PT définit le talus sous-marin en bordure Sud-Est de la R. Dominicaine. Nous le retiendrons comme lieu d'émergence des premières ondes T vraiment lisibles. L'orientation de ce talus, perpendiculaire au trajet direct suivi par ces ondes, est favorable à leur propagation. Les traces de T antérieures correspondraient à des émergences en des points voisins de cette région mais plus à l'Est, où l'orientation du talus est moins favorable.

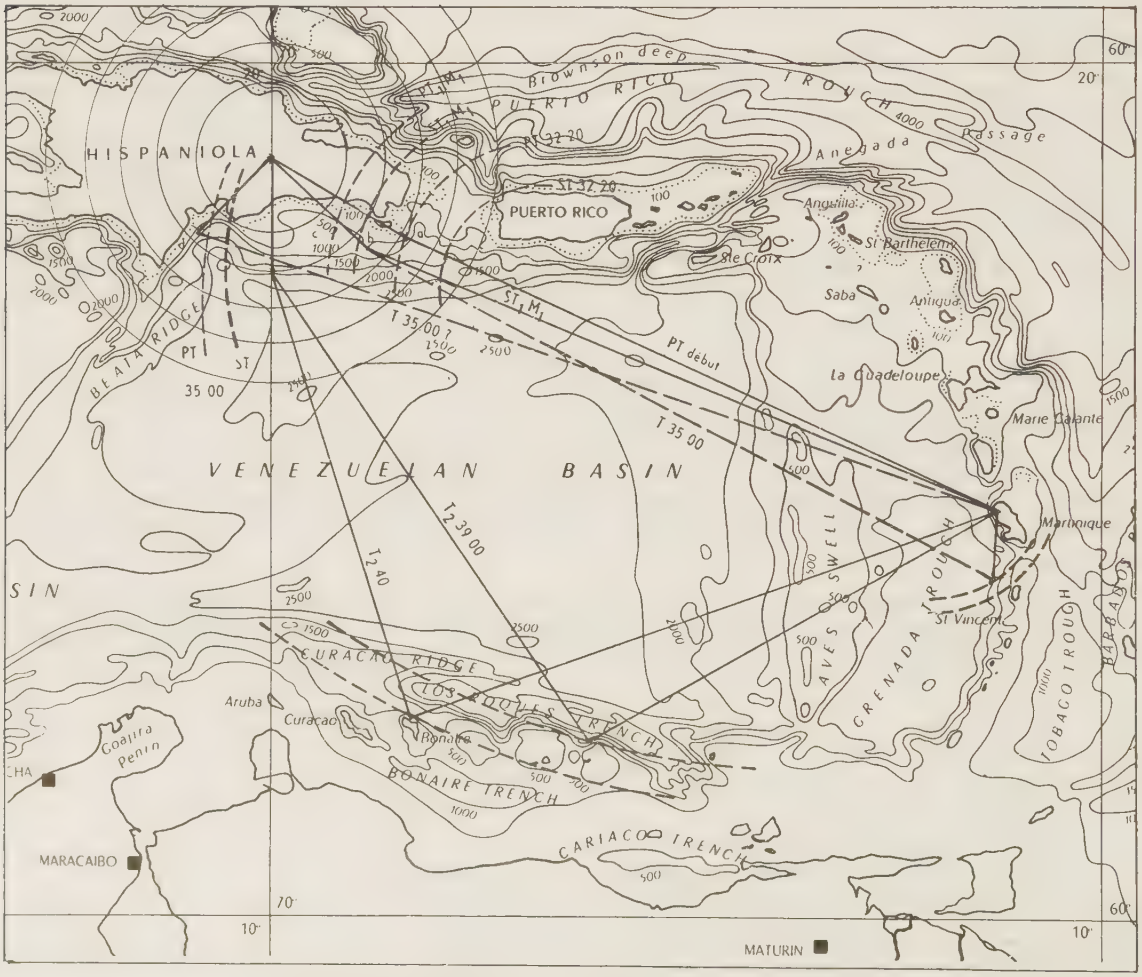
L'émergence de ces PT_1 est portée en *a* sur la carte.

Les ondes T de $19^h32^m40^s$ peuvent être attribuées à des transformations ST en cette même région.

Maximum T_1M_1 : $19^h33^m15^s$.

La durée de propagation est de 658 s et la vitesse de 1.590 m/s.

Les lieux coupent les pentes en mer en des régions *b* et *c*, portés sur la carte. On peut remarquer que le trajet terrestre est un peu plus court que pour le début des T, de l'ordre de 100 à 150 km au lieu de 200 km. Quant à l'orientation générale du talus, elle ne semble pas particulièrement favorable à une propagation en direction de la Martinique. Il faut noter que ce maximum est très faible (2 mm).



Interprétation des phases T du séisme du 25 septembre 1954

Ondes T_2.

On relève un deuxième train de T, très étalé et suivant de près les T_1. Le maximum plus faible que le précédent dure 20 s environ autour de $19^h35^m00^s$.

Ces T_2 ont une durée de propagation de 760 s et une vitesse de 1.380 m/s.

Deux propagations sont à envisager pour ces ondes. — Transformation PT, ST et Réflexion.

Transformation PT, ST

Les courbes PT et ST définissent une nouvelle région du talus sous-marin, à l'Ouest de celles qui ont été considérées pour le début T_1 et le maximum T_1M_1 respectivement. Si l'on s'en tient rigoureusement à la partie du talus comprise entre les courbes PT et ST, celle-ci n'apparaît pas acceptable pour une propagation de T vers la Martinique. On peut toutefois remarquer que la courbe PT définit le changement de direction assez brutal des courbes de fond, qui bordent le Cap Beata.

Réflexion

Plusieurs ellipses peuvent être tracées selon le point (*a* ou *b*) d'émergence retenu pour les T incidentes.

Ellipse *a*. Epicentre-*a* = 200 km, soit 37 s de durée de propagation pour les P et 60 s pour les S. Les propagations océaniques sont de 723 s et 700 s respectivement soit 1.060 km et 1.030 km. Nous retiendrons l'ordre de grandeur de 1.050 km.

La seule région qui pourrait être considérée pour une réflexion serait celle où l'ellipse coupe le talus sous-marin au voisinage de l'île de Sainte-Lucie. Une remarque doit être faite ; la région d'émergence *a* n'a conduit qu'à des T de faible amplitude ; le trajet, avant réflexion, étant sensiblement identique nous ne pensons pas pouvoir retenir cette possibilité, d'autant plus que la direction générale du talus ne peut être considérée comme favorable à une réflexion.

Ellipse *b*. Ceci revient à considérer ce faible maximum comme une réflexion d'ondes comparables au maximum T_1M_1. Le trajet S est de 175 km (53 s) et celui des T (712 s) de 1.045 km. L'ellipse détermine comme lieu de réflexion le talus voisin de Sainte-Lucie, et proche du lieu de réflexion déterminé par l'ellipse *a*.

Autres ondes T_2.

On relève une nouvelle phase T, d'amplitude comparable aux T de $19^h35^m00^s$. Elle commence vers $19^h39^m00^s$ et passe par un maximum vers 19^h40^m. Les T de $19^h39^m00^s$ ont une durée de propagation de 1.003 s et une vitesse de 1.050 m/s. Nous prendrons comme foyer de l'ellipse le point 18° N - 70° W. La propagation terrestre est alors de 120 km soit de 22 s pour les P et de 36 s pour les S. En prenant une moyenne de 29 s, la propagation océanique est de 974 s soit 1.430 km. Cette ellipse passe par le talus de « Los Roques ».

SÉISME DU 3 SEPTEMBRE 1955

Epicentre : 19° N, 70° W USCGS.

H : $05^h23^m08^s$.

Distance épicentre-Martinique : 1.050 km.

L'enregistrement « Courte période » est défectueux. Les heures ont été relevées sur le « Quervain ».

Vers $05^h32^m10^s$ on relève des traces de T. La durée de propagation est de 542 s et la vitesse de 1.940 m/s.

Les lieux PT et ST déterminent le talus sous-marin au Sud de Porto Rico que nous retiendrons comme lieu d'émergence de ces traces de T.

L'amplitude des T est plus sensible vers $05^h33^m10^s$. La durée de propagation est de 602 s et la vitesse de 1.745 m/s.

Le lieu PT détermine le talus Sud-Est de la R. Dominicaine. Le trajet terrestre est de l'ordre de 200 km.

Le lieu ST de 1/2° à l'Est du lieu PT ne présente rien de notable.

Maximum T_1M_1.

Bien que faible (0,5 mm) on relève un maximum T_1M_1 vers 05^h34^m. La durée de propagation est de 652 s et la vitesse de 1.610 m/s.

Le lieu ST_1M_1 passe au voisinage du talus Sud-Est de la R. Dominicaine et bien qu'un peu déporté à l'Ouest par raport au lieu PT $05^h33^m10^s$, on peut admettre qu'à partir de ce talus des transformations PT et ST conduisent aux T de $05^h33^m10^s$ et au maximum T_1M_1 de $05\ ^h34^m$. Les amplitudes sont nettement trop petites pour qu'on puisse être plus précis.

Interprétation des phases T du séisme du 3 septembre 1955

Ondes T_2.

On relève, par la suite, d'autres ondes T tout à fait faibles.

Nous noterons les durées de propagation et on se reportera au séisme du 25 septembre 1954, dont l'épicentre est donné pour être le même.

T_2 de $05^h35^m30^s$ à 05^h37^m (732 s à 832 s).

T_2 de 05^h40^m à 05^h42^m (1.020 s à 1.140 s).

SÉISME DU 31 MAI 1953

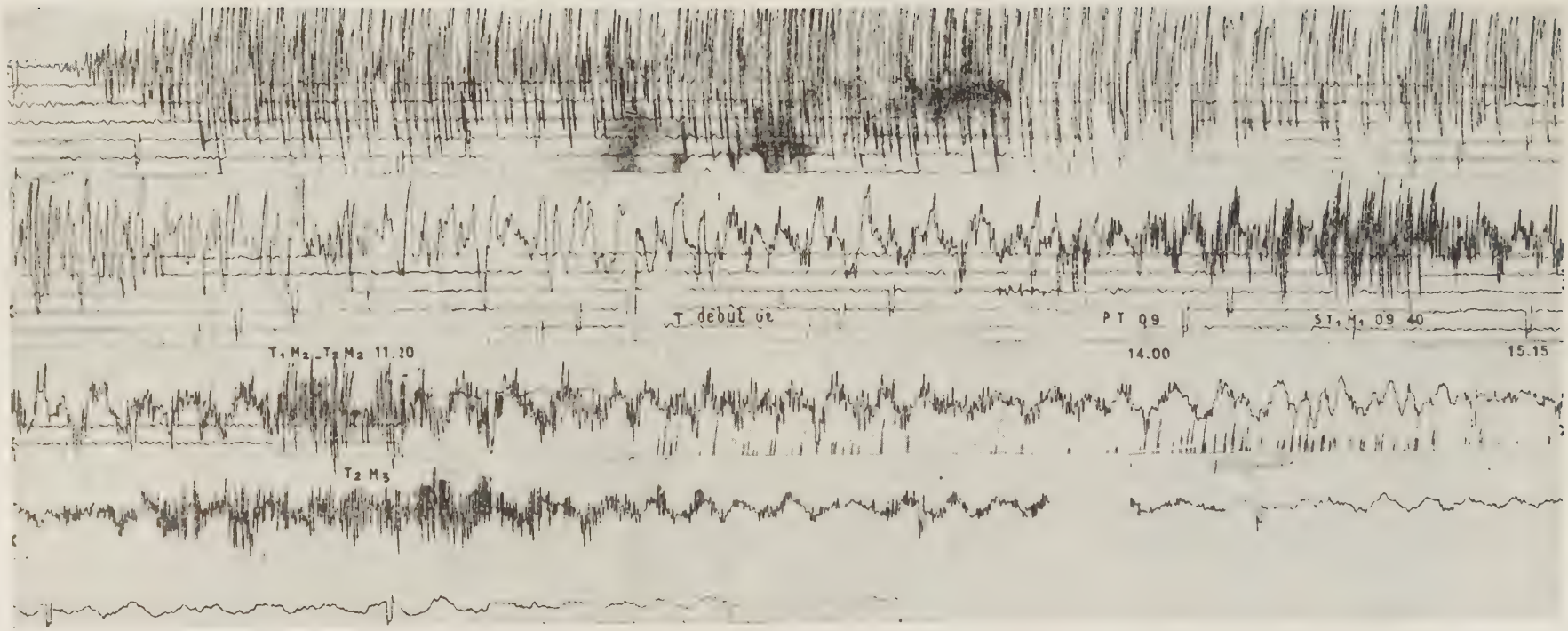
Epicentre : 20° N, 70° 1/2 W USCGS.

H : $19^h58^m35^s$.

Ressenti.

Magnitude : 7 1/2 Berkeley.

Distance épicentre-Martinique : 1.150 km.



« Porto-Rico », « Haïti » — enregistrement du séisme du 31 mai 1953.

Le début des P (*e*P : $20^h01^m03^s$) ne contient pas de courtes périodes. Ce n'est qu'à $20^h01^m12^s$ que l'on relève un *i*, prélude à des ondes de grande amplitude et de courtes périodes (0,4 s). Les S contiennent aussi des périodes du même ordre de grandeur. Les longues sont hachées par des ondes de périodes comparables. L'amplitude moyenne des P est de 25 mm.

L'enregistrement présente trois phases T.

On ne peut fixer un début des T, l'enregistrement présente une permanence d'ondes de périodes voisines de 0,5. On constate qu'un peu avant $20^h08^m00^s$, la modulation des ondes longues devient plus importante et plus précise (Période 0,5-0,6 s). Vers la minute 09 l'amplitude de ces ondes croît (8 mm, période 0,45 s) et conduit à un maximum T_1M_1. Cette phase maximum T_1M_1 commence assez nettement vers $20^h09^m40^s$, l'amplitude atteint 20 mm ; la période est de 0,45 s environ. Elle dure 30 s approximativement.

Remarquons que la phase S*g*, a une durée de propagation de 5^m48^s et arrive donc à $20^h04^m23^s$, soit 4 minutes avant l'heure relevée pour ce que nous prendrons comme début des T ($20^h08^m00^s$).

Début des T_1.

Nous rechercherons les points de transformation PT et ST pour les T de $20^h08^m00^s$. Propagation : 565 s. Vitesse : 2.040 m/s.

Le lieu PT conduit à l'émergence des T vers la pointe Sud-Ouest de Porto-Rico. Le lieu ST conduit à une région d'émergence un peu plus à l'Est.

Ces lieux sont relatifs aux ondes P_n et S_n.

Si l'on considère des ondes P_g et S_g, les lieux P_gT et S_gT sont de part et d'autre du lieu S_nT. Le lieu S*g*T détermine le talus sous-marin au Sud-Est de Porto Rico. Nous considérerons que ces premières ondes T relevées sont issues de transformations ST en cette région du talus. L'incertitude que nous avons mentionnée concernant la détermination du début des ondes T laisse supposer que des transformations PT ont effectivement lieu en cette même région du talus et conduisent aux ondes T inscrites avant l'heure relevée ($20^h08^m00^s$).

Phase T de $20^h09^m00^s$.

A cette heure l'amplitude passe à 8 mm. La durée de propagation est de 625 s et la vitesse de 1.840 m/s.

Les lieux P*n*T et P*g*T, S*n*T et S*g*T, sont respectivement voisins ; les lieux P*g*T et S*g*T étant légèrement décalés vers l'Est par rapport aux lieux P*n*T et S*n*T. Les lieux P*n*T et P*g*T déterminent en particulier le talus sous-marin au Sud de la R. Dominicaine.

Phase maximum T_1M_1.

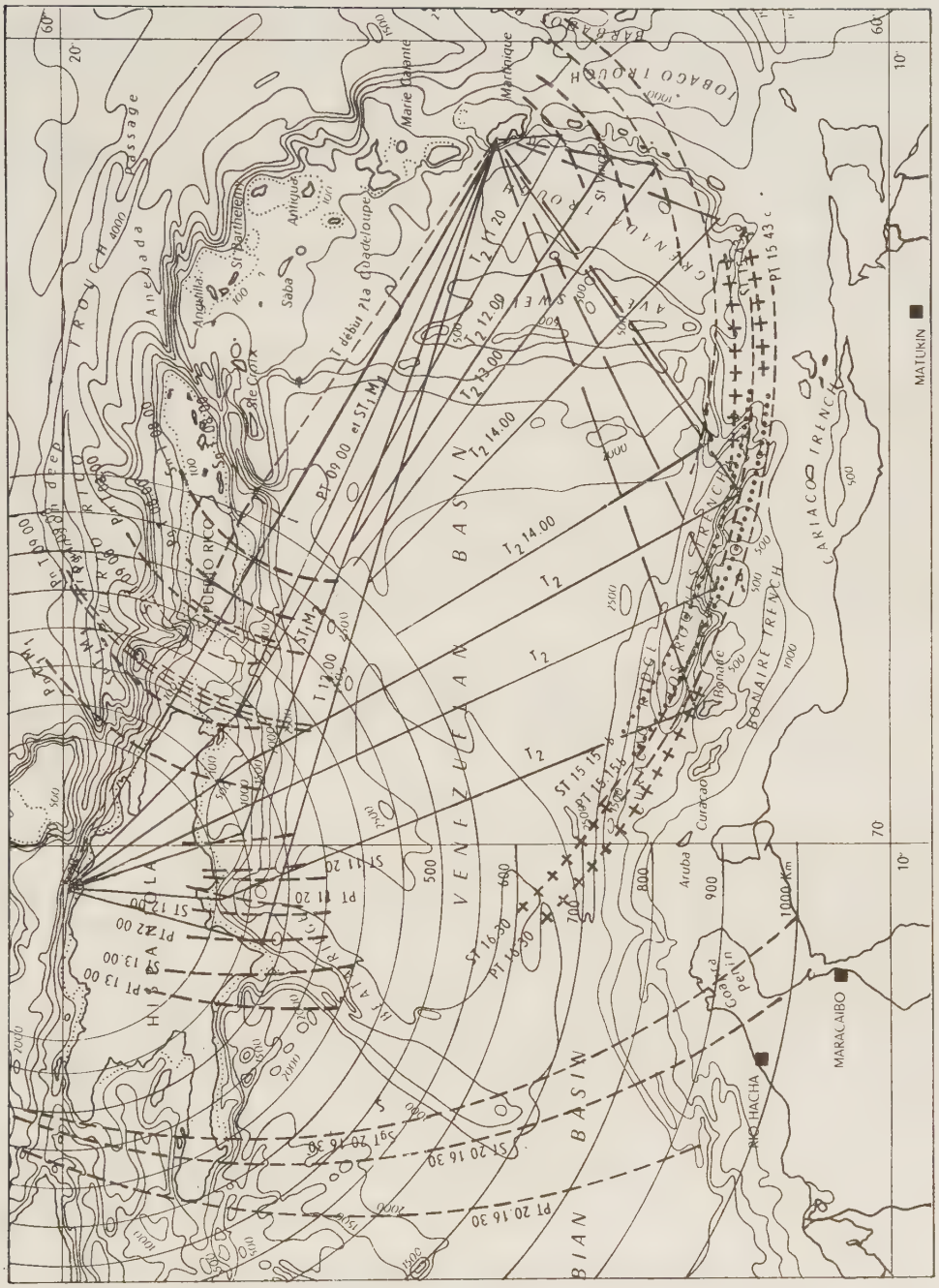
Les ondes T_1 passent ensuite par des amplitudes maximums de l'ordre de 20 mm qui commencent vers $20^h09^m40^s$ et durent 30 s environ. La durée de propagation est de 665 s et la vitesse de 1.730 m/s.

Le lieu P*n* T_1M_1 détermine un talus sous-marin dont l'orientation n'est pas favorable à la propagation de T vers la Martinique. Par contre le lieu S*n* T_1M_1 est voisin du lieu P*n*T des ondes T de $20^h09^m00^s$.

Quant au lieu S*g* T_1M_1 il est pratiquement confondu avec le lieu P*g*T de $20^h09^m00^s$. Le talus sous-marin au Sud-Est de la R. Dominicaine, dont une région est sensiblement perpendiculaire à la direction de propagation des ondes T inscrites en Martinique, est donc lieu de transformations d'ondes P conduisant aux ondes T de $20^h09^m00^s$ (amplitude 8 mm) et d'ondes S conduisant au maximum T_1M_1 de $20^h09^m40^s$ (amplitude 20 mm). La différence T_1M_1 - T qui est égale à 40 s conduit pour les ondes P_g et S_g à une distance de 340 km (S_g — P_g (340) = 40,1 s) et pour des ondes S_n et P_n à une distance de 356 km. Si ces distances sont du même ordre de grandeur, le tracé des différents lieux montre que la région de transformation est mieux définie par les ondes P_g et S_g que par les ondes P_n et S_n.

Phase maximum T_1M_2.

La phase T_1M_1 a été relevée de $20^h09^m40^s$ à $20^h10^m10^s$. (amplitude 20 mm). Puis l'amplitude des ondes T décroît pour croître de nouveau vers $20^h11^m20^s$ et donner une phase maximum T_1M_2 dont l'amplitude est de 15 mm.



Interprétation des phases T du séisme du 31 mai 1953

Nous envisagerons deux possibilités de propagation pour ce maximum dont la durée de propagation est de 765 s et la vitesse de 1.500 m/s.

Propagation par transformations PT, ST

Les différents lieux déterminent le talus sous-marin au Sud de l'épicentre. Les lieux extrêmes P*n*T et S*g*T retiendront notre attention du fait que les lieux P*g*T et S*n*T conduisent à une région du talus dont l'orientation Sud-Est - Nord-Ouest n'est pas susceptible de donner lieu à l'enregistrement de cette phase maximum en Martinique. Le lieu P*n*T passe par les premiers points du talus, à l'Est du Cap Beata, visibles de Martinique. Le lieu S*g*T est voisin de 70° W où certaines parties du talus font face à la Martinique. Un choix entre ces deux modes de propagation est difficile à faire. L'amplitude importante de cette phase maximum peut laisser supposer quelle provient de transformations ST.

Le trajet terrestre est de l'ordre de 200 à 250 km. Le fait que ce maximum T_1M_2 soit plus petit que le maximum T_1M_1 pourrait être attribué, en particulier, à ce que les pentes du talus de transformation sont plus faibles pour T_1M_2 que pour T_1M_1 et que le trajet pour T_1M_2 est plus « anguleux » que pour T_1M_1.

Propagation par réflexion

Considérons la phase T_1M_2 comme résultant de la réflexion de T comparables à T_1M_1. La durée de propagation océanique est de 622 s, soit 975 km. L'ellipse de réflexion passe au voisinage de Sainte-Lucie. Ce mode de propagation a été trouvé en particulier pour le séisme (4) (Guadeloupe).

Les deux propagations envisagées apparaissent donc comme possibles. Il y aurait superposition d'ondes T issues de transformations et d'ondes T réfléchies. Toutefois on peut penser que du fait de l'amplitude importante de cette phase T_1M_2 et de son début assez net, elle provient principalement de transformations ST en une région du talus sous-marin que nous trouverons ultérieurement comme lieux de transformations PT et ST.

⁂

A la suite de la phase maximum T_1M_2, des ondes T sont enregistrées jusqu'à $20^h14^m20^s$, l'amplitude décroissant progressivement. Nous envisagerons pour ces ondes deux modes de propagation, par simples transformations et par réflexion.

Propagation par réflexion

Prenons les ondes correspondant à des minutes rondes : $20^h12^m00^s$ $20^h13^m00^s$ et $20^h14^m00^s$, et supposons que les T émergent du talus Sud-Est de la R. Dominicaine. Le trajet terrestre est alors de 340 km qui, pour des S, correspond à une propagation de 103 s. On a respectivement des durées de propagations océaniques de 702 s ($20^h12^m00^s$), 726 s ($20^h13^m00^s$), 822 s ($20^h14^m00^s$), qui donnent des parcours de 1.030 km, 1.120 km et 1.210 km dans la mer.

Les trois ellipses coupent de proche en proche l'arc intérieur des Petites Antilles, la dernière épousant la forme générale du talus au large du Vénézuela par 12° N, entre 62° W et 65° W.

Remarquons à nouveau que la direction générale du talus bordant les îles depuis la Martinique jusqu'à Grenade ne semble pas très favorable à ces réflexions. Cependant les cartes indiquent certaines régions qui peuvent être retenues : Nord-Ouest de Sainte-Lucie, Nord-Ouest de Saint-Vincent, Ouest de Grenade.

Propagation par transformations PT et ST de ces mêmes ondes T

Le lieu PT $20^h13^m00^s$ est à écarter, en effet, il définit des points d'un talus qui n'est pas visible de Martinique.

Les lieux PT et ST, correspondant aux T de $20^h14^m00^s$, se trouveraient décalés vers l'Ouest par rapport au lieu précédent et ne pourraient, par conséquent, conduire à l'enregistrement des ondes T observées. Le lieu ST $20^h13^m00^s$ passe par la région du talus qui borde les hauts fonds prolongeant le Cap Beata, (point *e* sur la carte). Au Sud de cette région, le talus s'incurve vers l'Ouest de sorte qu'il est peu probable que des ondes T issues de ce talus puissent être inscrites en Martinique. Il s'ensuit que des transformations, de proche en proche, sur l'ensemble du talus bordant

le Cap Beata et les hauts fonds, au Sud de celui-ci, ne rendent pas compte de la durée d'enregistrement des ondes T qui s'inscrivent jusqu'à $20^h14^m20^s$. On doit remarquer, aussi, la position de l'épicentre par rapport à ce talus : Les parcours continentaux et océaniques sont perpendiculaires. Notons enfin que la Martinique est au Nord d'une perpendiculaire à la direction générale du talus.

Il semble ainsi qu'une propagation par transformations rende compte, de l'enregistrement de ces ondes T, d'une façon moins satisfaisante qu'une propagation par réflexion.

⁂

La phase précédente a été relevée jusqu'à $20^h14^m20^s$. Des traces d'ondes T sont inscrites par la suite pendant une minute environ. Puis l'amplitude croît de nouveau. On peut relever les heures et amplitudes suivantes :

$20^h15^m15^s$	amplitude	2 mm.
$20^h15^m43^s$	»	6 mm.
$20^h15^m47^s$	»	10 mm.

Cette dernière heure sera prise comme début d'une nouvelle phase maximum qui s'étale autour de $20^h16^m30^s$ (T_2M_3).

Nous montrerons d'abord que la phase maximum T_2M_3 ne peut pas provenir de simples transformations PT et ST. La durée de propagation est de 1.075 s et la vitesse de 1.070 m/s.

Les lieux P*n*T, S*n*T, S*g*T déterminent deux régions de talus, d'une part, la partie Ouest du talus sous-marin bordant Haïti dans la mer des Caraïbes. La distance à l'épicentre est de l'ordre de 400 à 450 km. Des transformations PT et ST ont certainement lieu en cette région, sensiblement symétrique, par rapport au méridien passant par l'épicentre, de celle qui conduit au maximum T_1M_1. L'orientation générale de ce talus et le parcours que suivraient les ondes ne permettent pas de retenir cette région comme donnant lieu au maximum T_2M_3 inscrit en Martinique. D'autre part, la région du talus sous-marin voisin de la Péninsule de Goajira. L'orientation de ce talus interdit toute propagation de T en direction de la Martinique, si toutefois des transformations avaient effectivement lieu sur ce talus.

Propagation par réflexion

Les durées de propagation et les vitesses sont respectivement de :

1.000 s et 1.150 m/s pour les ondes T_2 de $20^h15^m15^s$.
1.028 s et 1.120 m/s » T_2 de $20^h15^m43^s$.
1.032 s et 1.110 m/s » T_2M_3 de $20^h15^m47^s$.
1.075 s et 1.070 m/s » T_2 de $20^h16^m30^s$.

Dans leur ensemble ces ondes T_2 sont comparables à celles que nous avons étudiées dans des cas particuliers précédents. Les points de transformation sont constitués par le talus sous-marin au Sud de la R. Dominicaine (à l'Est du Cap Beata) et le lieu de réflexion est le talus de la fosse de « Los Roques ». Nous avons tracé différentes ellipses de foyer *b, c, d,* respectivement, ces points jalonnant le talus de transformation. Ces ellipses correspondent de plus à des transformations P et S. Elles sont très voisines les unes des autres, et passent toutes par le talus de réflexion au Nord du Vénézuela.

Le premier train d'ondes T_2 s'achève pratiquement vers $20^h14^m20^s$. Un second train de T_2 commence vers $20^h15^m15^s$. Si l'on se reporte aux études de la propagation de ces différentes ondes et à la carte, on constate, sur cette dernière, que le talus sous-marin au Nord du Vénézuela présente un décrochement important vers 65° W, de 50 km environ. Dans l'hypothèse de la propagation de l'ensemble des ondes T_2 par réflexion, il est donc normal de trouver sur les enregistrements une solution de continuité. La différence des durées de propagation des T_2 de $20^h14^m20^s$ et des T_2 de $20^h15^m15^s$ est de 55 s qui correspond à un trajet T de 81 km, qui est de l'ordre de grandeur du double du décrochement du talus.

SÉISME DU 31 MAI 1953

Epicentre : 20° N, 70° 1/2 W USCGS.
H : $20^h56^m18^s$.
Distance épicentre-Martinique : 1.150 km.
Réplique du séisme du 31 mai 1953 H : $19^h58^m35^s$.

Il est intéressant de comparer cet enregistrement au précédent, ces deux séismes ayant le même épicentre.

Pour plus de commodité nous désignerons la première secousse (H : $19^h58^m35^s$) par A et ce séisme (H : $20^h56^m18^s$) par B. Les enregistrements A et B présentent les mêmes phases, mais diffèrent en ce que les amplitudes de A sont de beaucoup plus grandes que celles de B (15 à 1) pour les P, les S et les T.

Les P et les S de B contiennent des périodes voisines de celle des T, mais n'ont plus le caractère dominant signalé pour A.

Début des T et maximum T_1M_1.

Les T_1 apparaissent nettement séparées des autres phases du séisme. On peut les relever à partir de $21^h06^m45^s$, soit une durée de propagation de 627 s et une vitesse de 1.835 m/s.

La phase maximum T_1M_1 est située autour de $21^h07^m25^s$, soit une durée de propagation de 667 s. Ce maximum est faible : l'amplitude est de l'ordre de 1 mm.

Tableau comparatif

	Séisme A	*Séisme B*
Début des T_1	: 565 s	
Phase T_1 plus nette	: 625 s	Début des T_1 : 627 s
T_1M_1	: 665 s	T_1M_1 : 667 s

Ce tableau montre que le début des T_1 de B correspond très exactement à la phase T_1 de A d'amplitude plus grande que les premières ondes T_1 enregistrées.

Le début des T_1 de B provient donc d'ondes PT, dont l'émergence en mer a été située au voisinage de la côte Sud-Est de la République Dominicaine. Que les premières ondes T_1 de A n'aient pas été enregistrées pour B peut être imputable, en particulier, à la différence de magnitude des secousses A et B. Les ondes P T_1 du début de B sont faibles après un parcours P de 340 km environ. On peut admettre sans difficulté qu'un trajet terrestre de l'ordre de 550 km, correspondant au début des T_1 de A, introduit un facteur d'amortissement tel que, dans le cas de B, ces ondes ne puissent être inscrites en Martinique.

La concordance des T_1M_1 pour A et B est tout à fait bonne. On se reportera à l'étude de A.

Phase T_1M_2.

Un faible maximum T_1M_2 a lieu autour de $21^h09^m05^s$ soit une durée de propagation de 767 s correspondant au maximum T_1M_2 de A (765 s). Même remarque au sujet de cette onde que pour A.

La phase T_1M_2 de A se poursuivait par des ondes T enregistrées pendant 3 minutes environ sans pouvoir noter de maximum net. Des ondes analogues sont enregistrées pour B, elles sont de très faible amplitude.

Ondes T_2.

Les ondes T_2 sont progressives et conduisent aux mêmes remarques que pour le séisme A. On trouve les phases suivantes :

	Séisme A	*Séisme B*
Propagation	T_2 : 1.000 s	987 s
	T_2 : 1.028 s	1.022 s
	T_2 : 1.075 s	1.080 s

L'amplitude des ondes T_2 de B est très faible (1 mm).

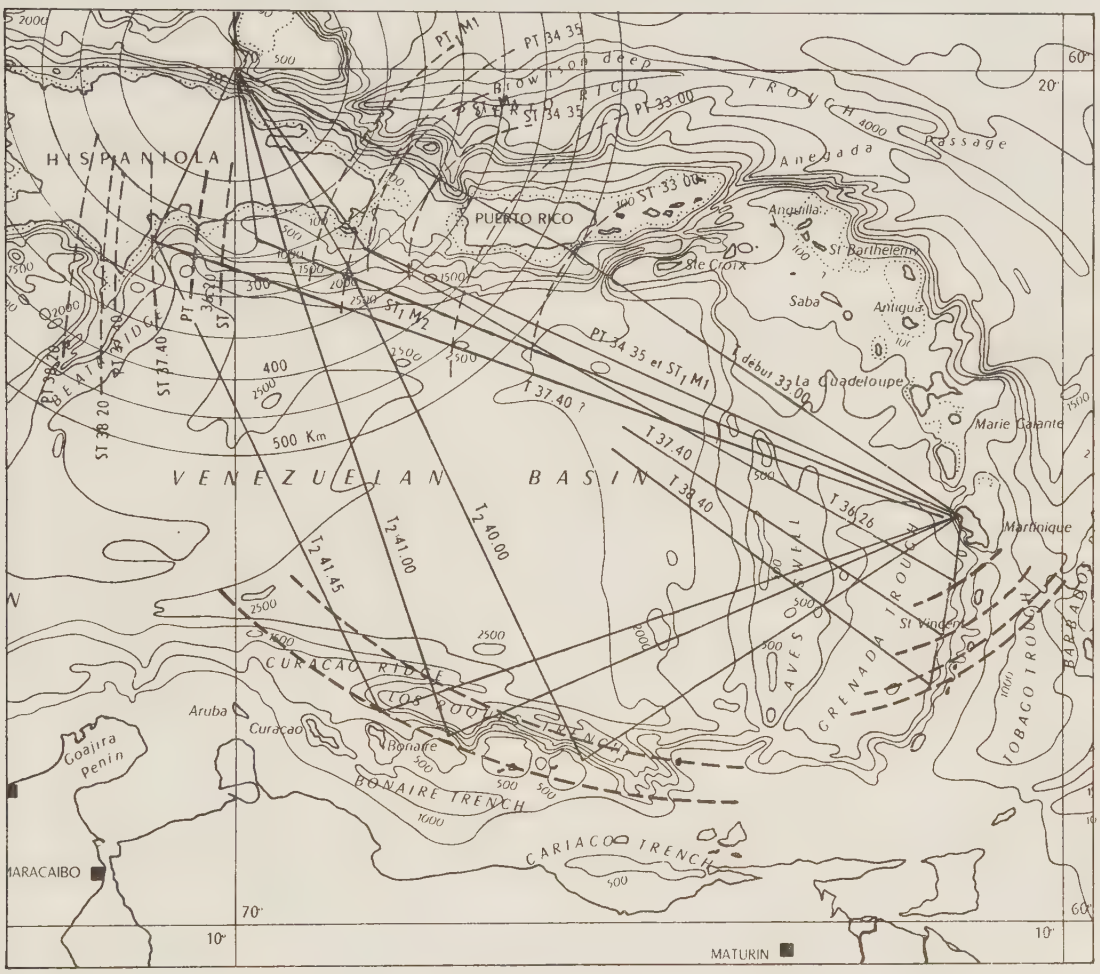
SÉISME DU 7 JUIN 1953

Epicentre : 20° N-70° W USCGS.
H : $12^h23^m56^s$.
Ressenti.
Magnitude : 5 3/4.
Distance épicentre-Martinique : 1.100 km.

Cet épicentre est voisin de ceux des séismes du 31 mai 1953 H : $19^h58^m35^s$; 20° N-70° 1/2 W et d'une réplique à $20^h56^m18^s$.

Les secousses des : 2 juin 1953 : H : $22^h15^m54^s$, 19° 1/2 N-70° W ; 5 juin 1953 : H : $18^h15^m50^s$, 20° N-70° 1/2 W n'ont donné que de faibles enregistrements en Martinique.

La secousse du 7 juin est bien inscrite, les amplitudes moyennes sont intermédiaires entre celles du 31 mai 1953 (Mag. : 7 1/2) et celles de la réplique à $20^h56^m18^s$.



Interprétation des phases T du séisme du 7 juin 1953

Nous désignerons par C cette secousse.

Les P et les S présentent peu de courtes périodes.

Ondes T_1. Début des T.

Les premières ondes T sont relevées vers $12^h33^m00^s$ et correspondent à une durée de propagation de 544 s et à une vitesse de 2.020 m/s.

Les courbes PT_1 et ST_1 déterminent respectivement les talus Sud et Sud-Est de Porto Rico. Les transformations ST conduisent à un trajet terrestre de l'ordre de 500 km. Les points d'émergence de ces premières ondes T sont donc identiques à ceux des T_1 ($20^h08^m00^s$) du séisme A. On ne relève pas de traces de T correspondant à des transformations PT. L'amplitude des T_1 de C est plus faible que celle des T_1 de A. Pour B ces premières ondes T n'étaient pas inscrites.

Autre phase T_1.

L'amplitude des T croît vers $12^h34^m35^s$. Elle devient égale à 2 mm. La durée de propagation de cette onde est de 639 s et sa vitesse de 1.720 m/s.

Les lieux PT_1 et ST_1 sont très proches de ceux qui ont été obtenus pour les ondes T_1 de A : $20^h09^m00^s$. Ils apparaissent décalés vers l'Ouest de 25 km environ. Cette différence nous semble acceptable pour assimiler cette phase à celle de $20^h09^m00^s$ de A. Les amplitudes comparées sont pour A : 8 mm, pour C : 2 mm. Cette phrase constitue, rappelons-le, le début des T_1 pour B.

Ondes T_1M_1.

Une phase maximum commence vers $12^h35^m00^s$, soit une durée de propagation de 664 s et une vitesse de 1.660 m/s.

De même que les lieux PT_1 et ST_1 ont été trouvés très voisins des lieux obtenus pour le séisme A, de même pour les courbes PT_1M_1 et ST_1M_1 qui se trouvent, elles aussi, légèrement décalées vers l'Ouest (de 20 km pour ST_1M_1).

Ce maximum T_1M_1 peut donc être interprété comme provenant de transformation ST sur le talus sous-marin au Sud-Est de la R. Dominicaine.

Ondes T_1M_2.

On relève une seconde phase maximum débutant nettement à $12^h36^m26^s$. L'amplitude est de 2 mm pendant 30 s environ. La durée de propagation est de 750 s et la vitesse de 1.470 m/s.

Les deux courbes PT_1M_2 et ST_1M_2 déterminent la même région de transformation que celle qui a été trouvée pour le maximum T_1M_2 de A.

On se reportera au paragraphe relatif à l'étude de cette phase T_1M_2 du séisme A.

Le début de T_1M_2 a été donné à $12^h36^m26^s$. Des ondes T sont enregistrées par la suite. Elles n'ont pas le caractère progressivement décroissant des ondes analogues de A ; elles apparaissent plus nettement dans l'enregistrement vers : $12^h37^m40^s$, $12^h38^m20^s$ et $12^h38^m40^s$.

Ces variations d'amplitude seraient en faveur de l'interprétation de ces T par réflexion sur différentes parties du talus intérieur à l'arc des Petites Antilles en s'éloignant de la Martinique, vers le Sud.

Outre la possibilité d'interpréter ces ondes T par réflexion, nous avions envisagé les possibilités de transformation PT et ST pour le séisme du 31 mai 1953. H : $19^h58^m35^s$.

On retrouve les mêmes lieux de transformations que pour le séisme A. On se reportera donc à l'étude de ce séisme.

Ondes T_2.

A la suite des ondes précédentes, de même que pour A, les T s'évanouissent pendant une minute environ. Puis des ondes T commencent vers $12^h40^m00^s$, sont plus nettes vers $12^h41^m00^s$ et un maximum a lieu vers $12^h41^m45^s$. Les durées de propagation respectives sont de 964 s, 1.024 s et 1.069 s.

Pour A nous avions : 1.000 s, 1.028 s et 1.075 s.

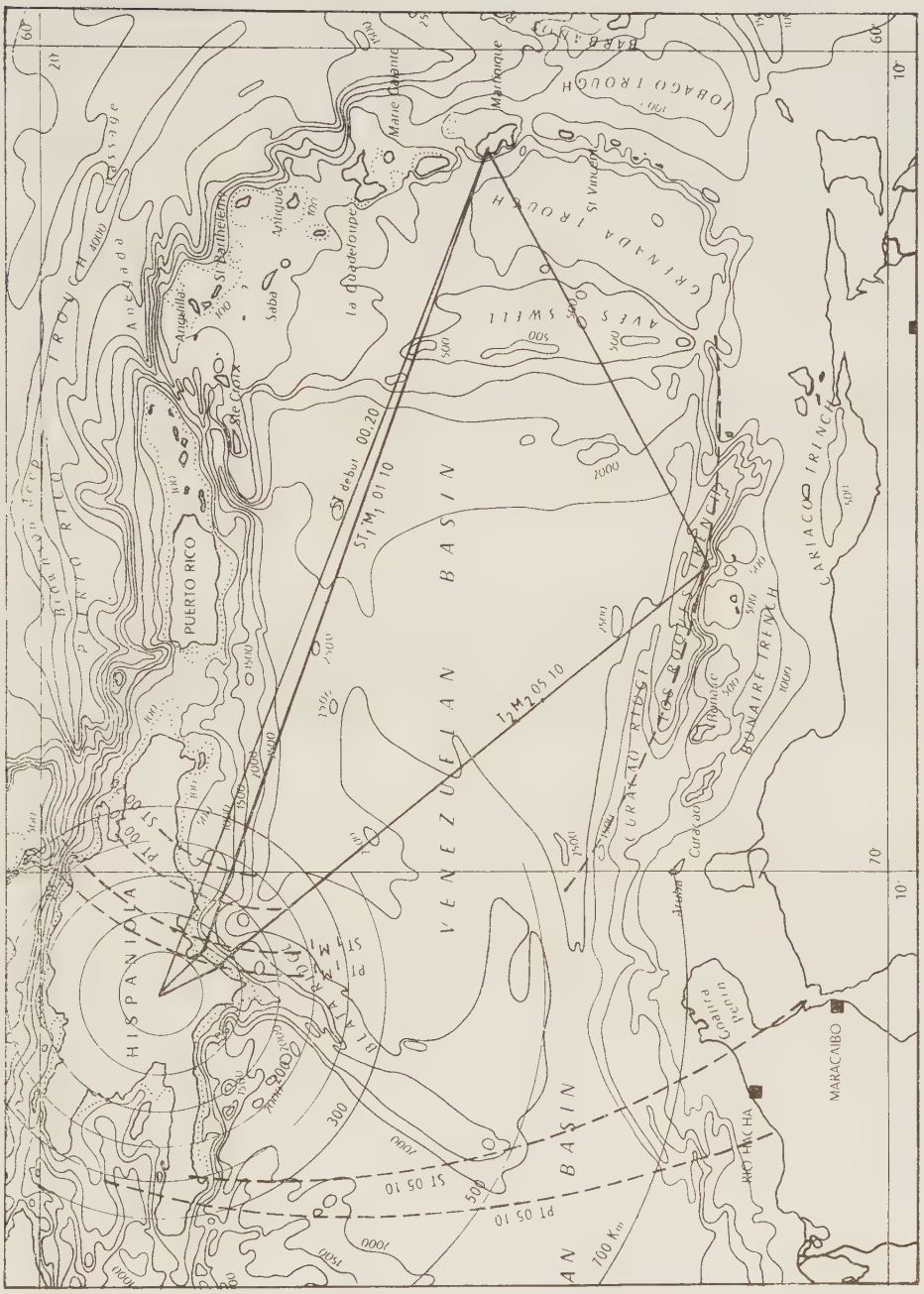
Ces valeurs étant respectivement très voisines, nous ne reprendrons pas l'étude de la propagation de ces ondes T_2. On se reportera à l'étude du séisme A.

SÉISME DU 6 JANVIER 1952

Epicentre : 19° N-72° W USCGS.
H : $15^h48^m01^s$.
Epicentre : 18°,7 N-71° 1/2 W BCIS.
H : $15^h48^m03^s$.
Ressenti.
Distance épicentre-Martinique : 1.185 km BCIS.
Les P sont masqués par les ondes T de la ligne suivante.

Début des T.

Les premières ondes T sont enregistrées vers $16^h00^m20^s$. Bien que lisible, l'amplitude est faible.



Interprétation des phases T du séisme du 6 janvier 1952

La durée de propagation est de 737 s et la vitesse de 1.605 m/s.

Le lieu PT détermine une région à 150 km de l'épicentre. L'orientation du talus ne permet pas la propagation de T en direction de la Martinique.

Le lieu ST détermine une région un peu à l'Est de la précédente (18° N-70° W). Si les pentes sont faibles, l'orientation peut conduire à la propagation de T vers la Martinique.

Nous retiendrons les transformations ST en cette région du talus, reconnue par ailleurs comme lieu de transformation des phases T_1M_2 des séismes (10), (11) et (12).

Maximum T_1M_1.

L'amplitude des T croît rapidement vers $16^h01^m10^s$ pour donner le maximum T_1M_1. Cette phase dure une minute environ avec une amplitude de 4 à 5 mm.

La durée de propagation est de 787 s et la vitesse de 1.505 m/s.

Les courbes PT_1M_1 et ST_1M_1, voisines l'une de l'autre, déterminent le talus sous-marin Sud-Est du Cap Beata comme lieux de transformation.

Le trajet terrestre est de l'ordre de 75 à 100 km.

Ondes T_2.

L'amplitude des T décroît rapidement après la phase maximum T_1M_1. Il n'y a pas cependant solution de continuité entre T_1M_1 et une seconde phase maximum T_2M_2. Celle-ci commence vers $16^h05^m10^s$. Elle atteint 4 mm pendant 45 s environ, puis l'amplitude décroît pendant une trentaine de secondes.

La durée de propagation des T $16^h05^m10^s$ est de 1.027 s et la vitesse de 1.155 m/s.

Propagation par transformation

Les lieux PT et ST déterminent d'une part, une région du talus sous-marin à l'Ouest de la Péninsule de Goajira. La distance à l'épicentre de l'ordre de 700 à 800 km et l'orientation de ce talus ne peuvent conduire à l'enregistrement de T en Martinique. Et d'autre part une région du talus sous-marin à l'Ouest de Haïti (74° W, 18° N). La distance à l'épicentre est de l'ordre de 300 km ; l'orientation de ce talus ne permet pas non plus de retenir cette région comme origine des T_2M_2.

Propagation par réflexion

Considérons la phase T_2M_2 comme étant dûe à la réflexion d'ondes comparables aux T_1M_1.

Le trajet terrestre est de l'ordre de 100 km. On a P-H (100 km) = 19 s et S-H (100 km) = 30 s. Nous prendrons une propagation moyenne de 25 s. La propagation océanique est alors de 1.002 s soit 1.473 km. L'ellipse définie par cette distance et par le foyer 18° N-71° W. point moyen du talus Sud-Est du Cap Beata, passe au voisinage immédiat du talus Sud de « Los Roques ».

Remarquons que l'orientation du talus de transformation est plus favorable à la propagation de T en direction de « Los Roques » qu'en direction de la Martinique. Ceci rend compte de ce que, malgré une réflexion, l'amplitude des T_2M_2 soit du même ordre de grandeur que celle des T_1M_1.

Les ondes T inscrites entre T_1M_1 et T_2M_2 seraient dues à des réflexions sur le talus intérieur des Petites Antilles.

GUADELOUPE.

Distance épicentre-Guadeloupe : 1.080 km.

Enregistrement Mainka.

Les T se présentent sous la forme d'un premier train d'ondes progressives, étalées sur trois minutes environ. On ne peut fixer un début. Une émergence nette est relevée à $16^h00^m00^s$. Si on se reporte aux résultats de la Martinique on constate que :

— La différence des distances épicentrales est de 105 km, soit une durée de propagation de 1^m20^s.

— Le début de la phase maximum T_1M_1 en Martinique a été donné à $16^h01^m10^s$. On retrouve donc bien la différence théorique entre l'heure de Martinique et celle de Guadeloupe pour ces trains de T maximum, dont les trajets sont sensiblement des arcs de grands cercles pour les deux Stations.

Les ondes T enregistrées en Guadeloupe avant ce maximum correspondent à celles qui sont enregistrées en Martinique vers $16^h00^m20^s$. Toutefois les enregistrements Mainka ne permettent pas de préciser d'émergence.

On relève des traces d'ondes T dans la minute 6 (16^h06^m). Ces ondes sont à comparer aux ondes T_2 enregistrées en Martinique vers 16^h05^m10 s. Que ces ondes arrivent en Guadeloupe après celles de Martinique est en accord avec le lieu de réflexion et confirme la propagation par réflexion.

SÉISME DU 25 JANVIER 1953

Epicentre : 19° N, 73° 1/2 W USCGS.

H : $19^h47^m58^s$.

2 morts, dégâts à Anse à Veau et dans la région du Sault du Barl, 20 maisons détruites.

Magnitude : 5 3/4 Rome.

Distance épicentre-Martinique : 1.395 km.

L'enregistrement « courtes périodes » est difficile à lire : les lignes sont serrées et l'une chevauche la suivante. La période dominante des P est de 1 s.

Des traces de T sont visibles vers $20^h01^m10^s$. L'amplitude croît légèrement pour donner un maximum T_1M_1 autour de $20^h02^m00^s$ (1 mm).

Les lieux des points de transformation PT et ST pour le début des T, dont la durée de propagation est de 792 s et la vitesse de 1.760 m/s, déterminent le même talus que celui que nous avons trouvé dans l'étude précédente.

Maximum T_1M_1.

La phase maximum (1 mm) a lieu autour de $20^h02^m00^s$, le lieu PT ne peut être retenu. Il est situé presque entièrement au-delà du Cap Beata par rapport à la Martinique.

On peut attribuer le maximum T_1M_1 à la transformation des S sur le talus Sud-Est du Cap Beata, déterminé par le lieu ST.

Ondes T_2.

Des traces de T sont enregistrées entre ce maximum T_1M_1 et un second maximum T_2M_2. L'amplitude des T est plus nette à partir de $20^h05^m20^s$ et le maximum T_2M_2 a lieu autour de $20^h06^m30^s$.

Maximum T_2M_2 et ondes T_2 de $20^h05^m20^s$

Remarquons d'abord que le maximum T_2M_2 a une amplitude trois fois plus grande que T_1M_1. Nous reviendrons sur ce fait après l'étude de la propagation de ces ondes.

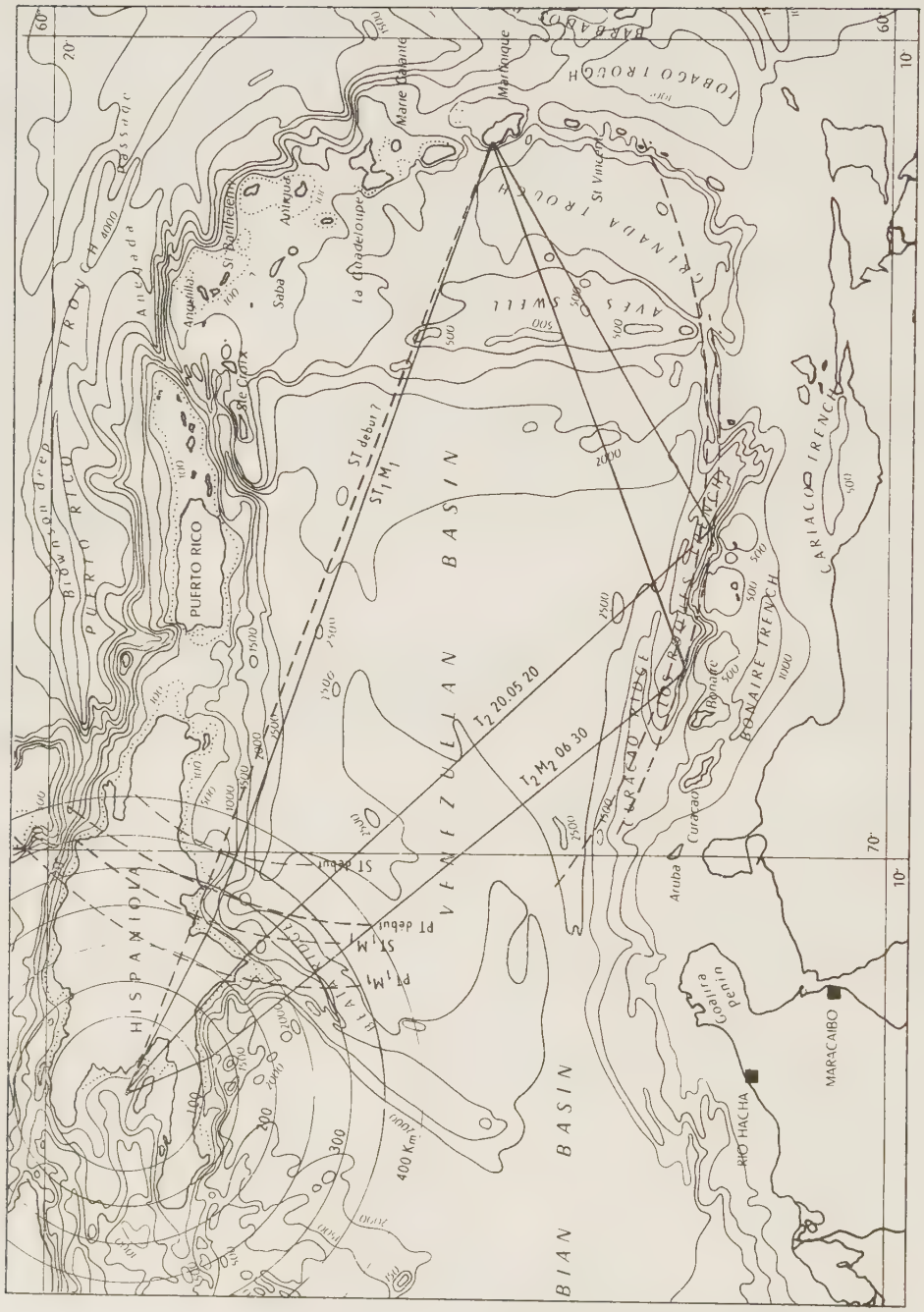
Ondes T_2 : $20^h05^m20^s$

La durée de propagation est de 1.042 s et la vitesse de 1.340 m/s. Considérons ces ondes comme provenant de transformations ST, sur le talus Sud-Est du Cap Beata, suivies de réflexion.

La propagation terrestre est de 250 km soit 66 s ; la propagation océanique est alors de 976 s soit 1.435 km. L'ellipse ainsi définie passe au voisinage immédiat du talus Sud de « Los Roques », que nous retiendrons comme lieu de réflexion pour ces ondes T.

Maximum T_2M_2 : $20^h06^m30^s$

La durée de propagation est de 1.112 s et la vitesse de 1.255 m/s. La position de l'épicentre conduit nécessairement à des transformations PT et ST sur le talus s'étendant au Sud de l'épicentre par 18° N et à l'Ouest du Cap Beata. Ce Cap intercepte les T qui, de ce talus, prendraient la direction de la Martinique ; par contre, des T peuvent être enregistrées en Martinique après réflexion sur le talus bordant les îles côtières du Vénézuela.



Interprétation des phases T du séisme du 25 janvier 1953

Soit un trajet terrestre de l'ordre de 125 km : P-H = 23 s, S-H = 38 s, la propagation océanique est alors de 1.089 s soit 1.600 km pour une transformation PT et de 1.074 s, soit 1.580 km pour une transformation ST.

Les ellipses définies par ces distances et par le foyer de coordonnées 18° N-72° 1/2 W, épousent la forme générale du talus de « Los Roques ».

Amplitudes de T_1M_1 et de T_2M_2.

Nous avons noté que l'amplitude du maximum T_2M_2 était trois fois plus grande que celle du maximum T_1M_1.

— Le trajet terrestre pour T_1M_1 a été trouvé de 250 km environ, alors que celui pour T_2M_2 n'est que de l'ordre de 125 km.

— L'île d'Aves se trouve sensiblement sur le trajet suivi par T_1M_1 et pourrait constituer un écran partiel aux T provenant de transformations PT ou ST sur le talus Sud-Est du Cap Beata et se propageant vers la Martinique.

SÉISME DU 28 OCTOBRE 1952

Epicentre : 18° 1/2 N, 73° 1/2 W USCGS.
H : $04^h29^m51^s$.
Epicentre : 18°,3 N, 73°,3 W BCIS.
H : $04^h29^m52^s$.
Plusieurs victimes, dégâts importants à Anse à Veau et à Rivière de Nippes.
Magnitude : 6 Pasadena.
Distance épicentre-Martinique : 1.380 km.
Les P et les S contiennent des périodes voisines de 0,5 s.

Le début des T est difficile à préciser. Il y a certainement des T à partir de $04^h42^m40^s$, sans exclure la possibilité de traces depuis le début de cette minute. La durée de propagation des T $04^h42^m40^s$ est de 769 s et la vitesse de 1.795 m/s.

Le lieu PT détermine le talus sous-marin au Sud de la R. Dominicaine par 18° N-70° 1/2 W. Cette région du talus ne peut conduire à la propagation de T vers la Martinique. Le lieu ST détermine une partie du talus à l'Est de la précédente, au voisinage de 18° N-69° 3/4 W. L'orientation de ce talus et les positions de l'épicentre et de la Martinique permettent de retenir cette région comme ayant donné lieu, par transformations ST, aux T considérées. Le trajet terrestre est de l'ordre de 400 km.

Les traces de T signalées à partir de $04^h42^m00^s$, soit 40 s avant cette phase T, peuvent être attribuées à des transformations PT en cette même région du talus. La différence S-P est bien de l'ordre de grandeur de la différence des heures d'arrivée des traces de T et des T de $04^h42^m40^s$ (S_n-P_n) = 43 s ; S_g-P_g = 47 s. L'amplitude de ces T est faible.

Maximum T_1M_1.

La phase maximum T_1M_1 commence vers $04^h43^m40^s$. L'amplitude atteint 3 mm et cette phase dure une minute environ. La durée de propagation est de 829 s et la vitesse de 1.660 m/s.

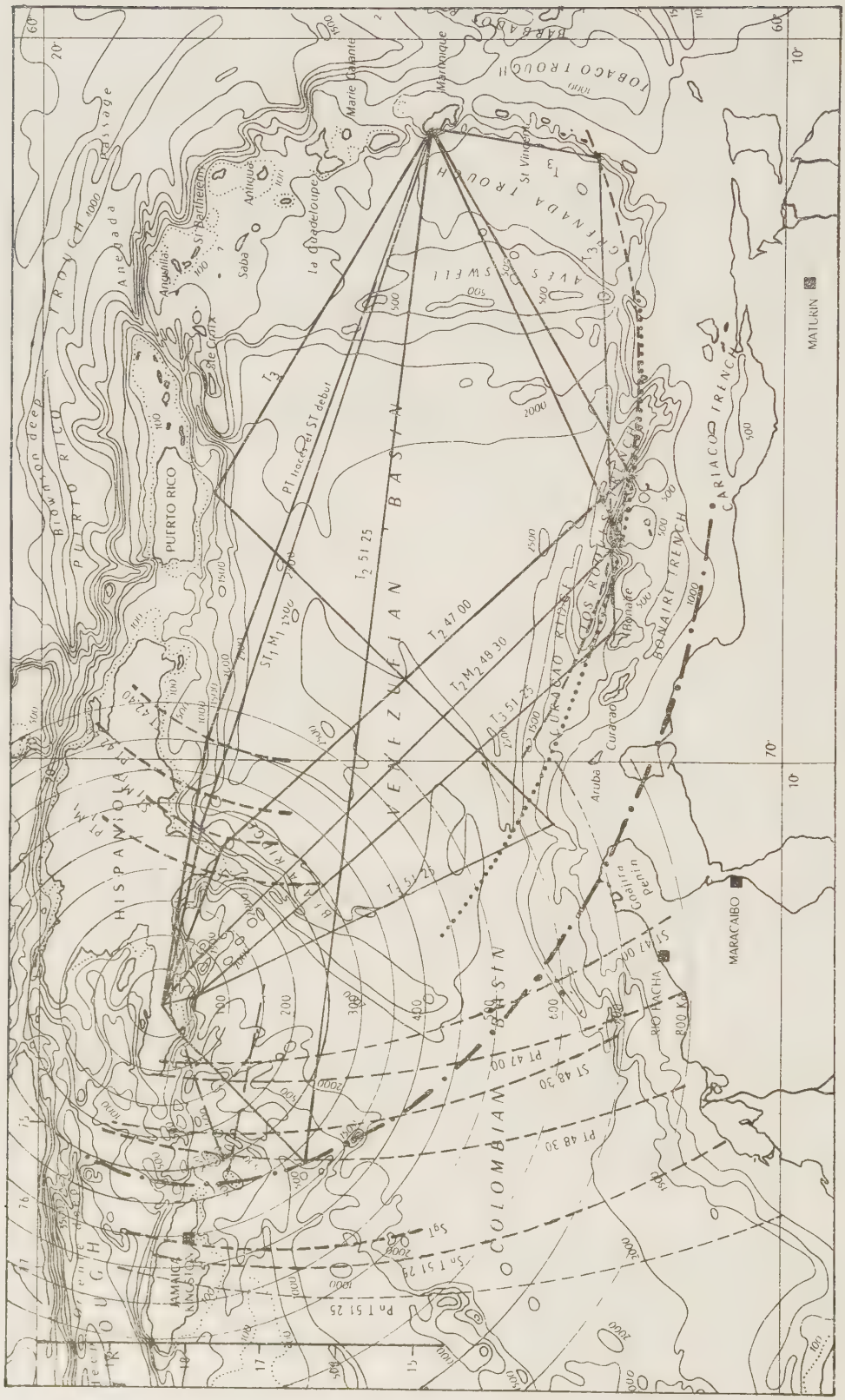
Le lieu PT_1M_1 est en partie situé au-delà du Cap Beata par rapport à la Martinique. Le maximum T_1M_1 ne peut donc provenir de transformation PT.

Le lieu ST_1M_1 détermine, par contre, le talus Sud-Est du Cap Beata. On peut donc attribuer le maximum T_1M_1 à des transformations ST sur ce talus.

Ondes T_2.

Il n'y a pas de solution de continuité des T entre le maximum T_1M_1 et un second maximum T_2M_2. Les ondes T enregistrées entre ces phases maximums ne sont cependant que des traces.

L'amplitude redevient sensible vers $04^h47^m00^s$ et conduit à la phase maximum T_2M_2, qui commence vers $04^h48^m30^s$. Elle dure 40 s environ et l'amplitude atteint 5 mm. Cette phase T_2M_2 est moins étalée que T_1M_1 ; son amplitude est légèrement plus grande (5/3).



Interprétation des phases T du séisme du 28 octobre 1952

Propagation par transformation

Les lieux PT et ST pour les T $04^h47^m00^s$, dont la durée de propagation est de 1.029 s et la vitesse de 1.340 m/s, déterminent deux régions de transformation, d'une part le talus sous-marin au Sud-Ouest de l'épicentre à 75 km environ de celui-ci (17 à 18° N-74° 1/2 W) : les ondes T seraient alors analogues aux ondes PT* ou ST* [4] ; d'autre part le talus sous-marin à l'Ouest de la Péninsule de Goajira. L'orientation de ce talus ne permet pas de le considérer comme origine des T de $04^h47^m00^s$.

Les lieux PT et ST pour le maximum T_2M_2 déterminent également deux régions de transformation :

— Le talus sous-marin s'étendant à l'Ouest de la Péninsule de Goajira de 73 à 74° W. Ce talus voisin de celui des T de $04^h47^m00^s$, conduit aux mêmes remarques. Cette région ne peut être retenue comme lieu possible de transformation donnant le maximum T_2M_2 en Martinique.

— Les courbes PT et ST passent par des fonds de 1.000 à 2.000 mètres s'étendant par 75°,3 W de 16 à 18° N pour ST, et 75° 1/2 W de 16 à 18° N pour PT. Les fonds apparaissent complexes, les pentes sont faibles.

Propagation par réflexion

Considérons les T de $04^h47^m00^s$ comme étant dues à la réflexion d'ondes comparables au maximum T_1M_1. La durée de propagation de ces T est de 1.029 s. La distance de l'épicentre aux points d'émergence est de l'ordre de 250 km, soit 75 s pour des S. La propagation océanique est alors de 954 s, soit 1.400 km (un trajet terrestre P donnerait P-H (250 km) = 46 s, ce qui conduit à une propagation T de 983 s, soit 1.445 km). En prenant comme foyer de l'ellipse le point milieu du talus Sud-Est du Cap Beata, ces propagations océaniques déterminent deux ellipses, voisines l'une de l'autre et qui épousent la forme générale du talus qui s'étend de la région de l'île de Grenade à « Los Roques ». Nous retrouvons ainsi les lieux de réflexion rencontrés dans les études analogues.

Les traces de T enregistrées de la fin de T_1M_1 à ces ondes T_2 $04^h47^m00^s$ pourraient alors être interprétées comme provenant de réflexion sur le talus intérieur des Petites Antilles.

Phase maximum T_2M_2

Considérons des transformations sur le talus s'étendant au Sud de l'épicentre par 18° N. Le trajet terrestre de l'épicentre à ce talus varie de 50 à 100 km.

On a :

P-H (50 km) = 9 s, S-H (50 km) = 15 s
P-H (100 km) = 18 s, S-H (100 km) = 30 s

Nous prendrons une propagation terrestre moyenne de 19 s. La propagation océanique est alors de 1.100 s, soit 1.615 km. En prenant comme foyer le point 73° W-18° N, l'ellipse passe en particulier au plus près du talus Sud de « Los Roques ».

Cete phase maximum T_2M_2 apparaît donc comme provenant de la réflexion de T sur le talus Sud de « Los Roques », après transformations PT, ST sur le talus qui s'étend au Sud-Est de l'épicentre.

Amplitudes de T_1M_1 et de T_2M_2.

L'amplitude de T_1M_1 est de 3 mm, celle de T_2M_2 de 5 mm.

Cette différence d'amplitude peut s'expliquer par la différence des trajets terrestres conduisant aux transformations. Pour T_1M_1 il est de l'ordre de 250 km, pour T_2M_2 il n'est que de 75 km environ. Et par le fait que l'île d'Aves se trouve sur le trajet de T_1M_1.

Ondes T_1M_3, T_2M_3, T_3M_3.

On relève un autre train de T autour de $04^h51^m25^s$. Cette nouvelle phase maximum dure 30 s et l'amplitude est de 1 à 2 mm. La durée de propagation est de 1.294 s et la vitesse de 1.065 m/s.

Ondes T_1M_3

Les lieux déterminent deux régions de talus de transformation : le talus voisin de 76° W-11° N. Ce talus n'étant pas visible de Martinique ne peut être retenu. Et le talus 76° 1/2 W, de 16 1/2 à 17° 1/2 N, au Sud de la Jamaïque. La distance à l'épicentre est de l'ordre de 400 km, c'est-à-dire égale au trajet terrestre des premières ondes ST enregistrées, d'amplitude plus petite que celle de ces ondes T.

Propagation par réflexion. Ondes T_2M_3

Considérons que ces ondes T sont des ondes réfléchies, après transformation sur le talus au Sud-Ouest de l'épicentre (18° N, 74° W). Le trajet terrestre est de l'ordre de 50 à 100 km, soit 19 s. La propagation océanique est alors de 1.275 s soit 1.875 km. Les seuls points de l'ellipse que nous pouvons considérer sont ceux qui sont situés de 16 à 18° N, par 75° 1/2 W, au Sud-Ouest de l'épicentre. Les fonds dans cette région ne présentent pas de talus continu : on relève des zones de hauts fonds de 1.000 mètres (16 à 17° N) et inférieurs à 200 mètres (17 à 18° N). Si l'on compare ces hauts fonds à ceux de la Crête d'Aves, reconnue dans d'autres études comme réflecteur, on peut admettre que des réflexions peuvent avoir lieu en cette région.

Autre possibilité d'interprétation. Ondes T_3M_3

Ces ondes pourraient également être considérées comme provenant de transformations suivies de deux réflexions. Nous situerons les transformations près de l'épicentre et, au Sud de celui-ci, le trajet terrestre est de l'ordre de 50 km.

— Un trajet 18° N-73° 1/2 W — Bonaire (12° 1/2 N-68° 1/2 W), Grenade (12° N-62° W), Martinique est de l'ordre de grandeur de celui du trajet océanique (1.880 km).

— Un trajet 18° N-73° 1/2 W — (région de réflexion au Nord de l'île d'Aruba), 13° N-71° W (Sud de Porto Rico) 17° 1/2 N-66° 1/2 W, Martinique, nous paraît préférable au précédent.

De ces différentes possibilités de propagation, nous retiendrons la propagation par simple réflexion (lieu de réflexion : hauts fonds de 16 à 18° N, par 75° 1/2 W) et la propagation par deux réflexions successives (réflexion au Nord de l'île d'Aruba et au Sud de Porto Rico).

Les enregistrements « Mainka » de Guadeloupe ne présentent pas cette phase T, faible en Martinique. La comparaison des heures d'arrivée de ces ondes dans ces deux îles aurait permis, vraisemblablement, de préciser les trajets suivis par ces ondes.

CHAPITRE VIII

SÉISMES DE L'AMÉRIQUE CENTRALE

1. — OBSERVATOIRES DE LA MARTINIQUE, DES BERMUDES, DE WESTON ET DE HARVARD. REMARQUES.

Dans « Bermuda T phase with large continental paths » [2] D. H. SHURBET donne une liste des séismes enregistrés aux Bermudes, présentant ou non des ondes T. Cette liste se rapporte au mois de décembre 1951 et à l'année 1952. Les séismes N° 1, 6, 10, 11, 12, 15, 16, 18, 19 ont leur épicentre situé dans « la région de l'Amérique Centrale ». Les séismes de l'année 1952 mentionnés par SCHURBET ont été enregistrés en Martinique, ils figurent donc dans notre liste. Les séismes N° 11 et 16 appartiennent à la région 1. Le séisme N° 19 appartient à la région 2. Les séismes N° 1, 6, 10, 12, 15, 18 appartiennent à la région 3.

Alors que nous avons été conduits à considérer trois régions, relativement à ces épicentres, selon que les enregistrements présentaient systématiquement, éventuellement ou jamais d'ondes T en Martinique, il ressort de l'étude de SCHURBET que ces séismes ne font l'objet d'aucun enregistrement d'ondes T aux Bermudes. SCHURBET attribue ce fait à ce que les conditions de transformation des ondes P en T sont mauvaises : le talus sous-marin, lieu de transformation, s'étendant au Nord-Est de Haïti et de Cuba, n'est pas aussi net que le talus situé au Nord de Porto Rico, d'où émergent les ondes T enregistrées aux Bermudes en provenance de séismes d'Amérique du Sud ; une partie des pentes au Nord-Est de Cuba et de Haïti est, pour les Bermudes, masquée par des îles et des hauts fonds ; de plus SCHURBET remarque, à proximité des Bermudes, l'existence de hauts fonds qui pourraient intercepter des ondes T venant du Sud-Ouest.

Par ailleurs D.-H. SHURBET et M. EWING se sont penchés sur les ondes T enregistrées aux Bermudes et provenant de séismes dont les épicentres, pour un grand nombre, sont situés dans les Grandes Antilles ou au voisinage.

Les épicentres donnés par ces auteurs et que nous retiendrons ici sont :

N° 1	31 mai	1953	20° N,	70° 1/2	W
N° 2	3 sept.	1955	19° N,	70°	W
N° 3	11 août	1954	19° 1/2 N,	69° 1/2	W
N° 4	14 déc.	1952	19° N,	69°	W
N° 5	18 fév.	1955	19° N,	68°	W

Ces séismes ont donné lieu à l'enregistrement d'ondes T aux Bermudes.

Nous remarquons que :

— Les lieux de transformation retenus par SHURBET et EWING sont situés au Nord-Est de Haïti.

— Un certain nombre d'épicentres de l'Amérique Centrale [2] sont dans le prolongement de l'arc de grand cercle défini par les Bermudes et par la région épicentrale déterminée par les cinq séismes rappelés précédemment. Il s'ensuit que les uns et les autres pourraient avoir les mêmes lieux théoriques de transformation d'ondes P en T (pour les Bermudes).

D. LEET, D. LINEHAN et P.-R. BERGER mentionnent [10] un certain nombre de séismes ayant donné lieu à l'enregistrement d'ondes T à Harvard et Weston ; nous retiendrons les épicentres suivants :

N° 10	10 nov.	1938	20°7 N,	74° W	Mag : 5 1/4-5 3/4
N° 33	7 avr.	1941	17°7 N,	78°5 W	Mag : 7,1
N° 86	25 mars	1946	19° N,	74°7 W	
N° 187	7 août	1947	19°8 N,	75°8 W	

Bien que ces auteurs ne précisent pas les parcours suivis par ces ondes T, on peut admettre que les transformations se situent sur le talus sous-marin s'étendant au Nord-Est de Cuba.

Hayward Weston
Great Bahama I
Florida
Great Bahama Bank
CUBA
YUCATAN BASIN
Cayman Is
Misteriosa Bank
CAYMAN TROUGH
Oriente deep
Bartlett deep
HISPANIOLA
Bigbank deep
PUERTO RICO
JAMAICA
KINGSTON
BEATA RIDGE
VENEZUELAN BASIN
COLOMBIAN BASIN
CURACAO RIDGE
LOS ROQUES TRENCH
Aruba
Curacao
Bonaire
BONAIRE TRENCH
CARIACO TRENCH
Goajira penin
RIO HACHA
MARACAIBO
EL BALL
Gulf of Uraba
Rio Cauca
Rio Magdalena
Rio Orinoco
Cocos Island Ridge

Il est ainsi montré, par les cinq séismes étudiés par D.-H. SHURBET et M. EWING et par les quatre séismes que nous avons retenus de l'étude de D. LEET, D. LINEHAN, P.-R. BERGER, que l'ensemble ou certaines régions du talus sous-marin s'étendant du Nord-Ouest de Porto Rico aux îles Bahama peut être lieu de transformation PT. Or les épicentres de l'Amérique Centrale sont dans le prolongement des arcs de grands cercles passant par les épicentres de séismes ayant donné des ondes T soit aux Bermudes, soit à Harvard. On pourrait donc s'attendre à ce que les séismes d'Amérique Centrale conduisent à l'enregistrement d'ondes T aux Bermudes et à Harvard. Tel n'est pas le cas. Nous savons, par D. H. SHURBET, que les séismes d'Amérique Centrale ne présentent pas d'ondes T aux Bermudes [2].

On constate alors que le trajet P des ondes PT pour les épicentres (1, 2, 3, 4, 5) étudiés par D.-H. SHURBET et M. EWING est au plus égal à 200 km environ ; pour les séismes mentionnés par D. LEET, D. LINEHAN et P.-R. BERGER (10, 86, 187, 33) il varie de 250 km à 750 km (épicentre 33, magnitude 7,1). Tandis que les épicentres de l'Amérique Centrale sont à des distances, du même talus sous-marin, de l'ordre de 2.000 km.

Le séisme du 19 avril 1952 ($09^h58^m53^s$, 7° N-71° 1/2 W, magnitude 6,75-7, h = 60 km) a conduit à l'enregistrement d'ondes T aux Bermudes, par transformations PT sur le talus de la fosse de Porto Rico. Le trajet P de ces ondes est du même ordre de grandeur que celui que nous trouvons pour les séismes d'Amérique Centrale. Parmi ces séismes on relève les magnitudes et profondeurs de foyer suivantes : 6 3/4 ; 6,2-6,5 ; 6,9 et h = 100 ; 6,5-6,9 ; 6 1/2 ; 6 3/4-7 ; 6 1/2-7 et h = 60. Ces valeurs sont tout à fait comparables à la magnitude et à la profondeur de foyer du séisme du 19/4/1952. Les trajets P sont, nous l'avons vu, très voisins en distance. Il semble donc que ce soit dans « un effet de talus » que l'on doive rechercher la raison de l'enregistrement ou non d'ondes T pour ces différents épicentres, effet de talus lié aux transformations PT ou ST.

2. — SÉISMES DE LA RÉGION DE TRINIDAD, OBSERVATOIRE DES BERMUDES.

Remarques

D. H. SHURBET et M. EWING [4] dans l'étude des séismes des Antilles mentionnent le séisme (N° 12 de la liste) du 4 décembre 1954 $18^h31^m07^s$, 11° N-61° W ; l'enregistrement de ce séisme aux Bermudes présente des ondes T. Une phase PT provient de transformation sur le talus au Nord de Porto Rico et une seconde phase est interprétée par transformation au voisinage de l'épicentre.

Cette secousse violemment ressentie, de magnitude 6,6, figure dans notre liste, mais l'enregistrement de la Martinique ne permet aucune étude des T, les séismographes ayant été saturés.

Le fait important est que, l'étude de D.-H. SHURBET et M. EWING portant sur les mêmes années que la nôtre, seul ce séisme soit mentionné pour avoir donné des T aux Bermudes. Il ne semble pas que D.-H. SHURBET et M. EWING se soient limités aux secousses d'une certaine magnitude (de nombreux séismes sans magnitude précisée figurent dans leur étude). On peut donc penser que les secousses de cette région ne conduisent pas systématiquement à l'enregistrement d'ondes T aux Bermudes, contrairement à ce qui a lieu pour la Martinique. La distance des épicentres au talus de transformation est de l'ordre de 100 à 200 km pour la Martinique, et de 1.000 km environ pour les Bermudes. A la suite de D.-H. SHURBET, pour d'autres épicentres, on peut attribuer le fait que les séismes de cette région ne donnent pas systématiquement d'ondes T aux Bermudes, à ce que, après un trajet continental de 1.000 km, l'amplitude des ondes P et peut-être leurs périodes ne permettent pas les transformations PT. Ceci est certainement vrai, en particulier, pour les secousses des 29 décembre 1955, 18 septembre 1954, 26 mai 1955 de faible intensité.

On peut rapprocher ce fait de deux remarques :

— Sur 27 séismes enregistrés au Morne des Cadets, d'épicentres indéterminés et présentant des ondes T, il apparaît qu'un certain nombre appartiennent à cette même région.

— Une étude statistique nous a montré, par les Bulletins des Stations de Martinique, de Guadeloupe et des Stations Anglaises des Petites Antilles, que la très grande majorité des secousses régionales ont une propagation très limitée (souvent moins de 200 km).

CHAPITRE IX

CONCLUSIONS DE L'ÉTUDE DES ENREGISTREMENTS

Les ondes T sont, pour certains Observatoires, le caractère le plus remarquable de nombreux enregistrements de séismes, de phénomènes volcano-séismiques sous-marins, d'explosions sous-marines. Rappelons, pour ces dernières, que l'explosion atomique en eau profonde du 14 mai 1955 (29° N-162° 1/2 W ; H : $20^h00^m00^s$) a donné lieu à un ébranlement ressenti aux îles Hawaï et interprété, tout d'abord, comme séisme local [6].

Il résulte de l'étude des cas particuliers qu'un ensemble d'hypothèses conduit à l'interprétation cohérente des ondes T enregistrées.

La propagation des ondes T se décompose en trois trajets successifs : continental, océanique et continental. La position tout à fait privilégiée de l'Observatoire du Morne des Cadets nous a autorisés à négliger le dernier parcours continental. Il s'ensuit que les trajets, continental initial et océanique, ont pu être déterminés avec une très grande précision dans de nombreux cas, ainsi que la nature des transformations PT et ST. Ces phénomènes de transformations ont lieu à l'aplomb de talus sous-marins. Cette propagation est ainsi étroitement liée à la topographie ; le trajet par l'arc de grand cercle épicentre-station ne revêt aucun caractère privilégié : il est souvent impossible. Les trajets successifs P ou S et T présentent alors un changement de direction de propagation, lié aux transformations.

L'existence possible de plusieurs talus de transformation conduit à l'enregistrement de différentes phases T issues respectivement de ces talus. D.-H. SHURBET [2] a montré que les transformations PT n'avaient lieu que si les ondes P, à l'aplomb d'un talus, présentaient des fréquences de l'ordre de celles des T et des amplitudes supérieures à une certaine valeur. Pour beaucoup des cas particuliers traités dans cette étude, la distance de l'épicentre au talus de transformation est telle que les ondes S, ondes SV, remplissent ces deux conditions de fréquence et d'amplitude. Il est alors possible d'identifier les phases successives PT et ST, transformées sur un même talus, l'amplitude des ondes ST étant plus grande que l'amplitude des ondes PT, comme il en est pour les S et les P, à faible distance de l'épicentre et pour des périodes comparables.

Les enregistrements montrent, par ailleurs, que les ondes S se dépouillent des courtes périodes beaucoup plus rapidement que les ondes P quand la distance épicentrale augmente : D.-H. SHURBET [2] ne relève aucune onde ST provenant de séismes pour lesquels la distance de l'épicentre au talus est grande.

Les conditions de fréquence et d'amplitude pourraient être vraisemblablement étendues à toute onde séismique. D.-H. SHURBET et M. EWING ont identifié des ondes L*g*T [4].

Les phénomènes de transformation apparaissent étroitement liés aux pentes des talus sous-marins. Il existe un seuil de pente en-deçà duquel les transformations PT ou ST n'ont plus lieu (séismes de l'Amérique Centrale de latitude supérieure à 11° N, séismes de la région Nord de l'arc des Petites Antilles qui sont des cas limites). Les talus, dont les pentes sont fortes, sont par contre favorables aux transformations. Le seuil d'énergie au-delà duquel les transformations sont effectives dépend ainsi des pentes des talus sous-marins. On est, naturellement amené à tenter de préciser ce que sont les phénomènes de transformations PT et ST.

L'étude des cas particuliers ne permet pas de déterminer la profondeur en mer où les transformations ont lieu. ***On peut noter cependant que pour des séismes de la Crête Médiane de l'Atlantique les transformations peuvent avoir lieu à une profondeur supérieure à celle de l'axe du Sofar.***

L'étude des cas particuliers montre que la comparaison des spectres d'énergie des phases principales et des phases T enregistrées en une station ne conduit à aucun résultat positif : les ondes T constituent, pour de nombreux enregistrements, la phase la plus importante, jusqu'à n'être que la seule.

Les amplitudes respectives des ondes T issues de séismes ayant même épicentre ou des épicentres voisins dépendent de la magnitude de la secousse : les plus grandes magnitudes conduisent aux plus grandes amplitudes des ondes T (phase ST_1M_1 en particulier), elles peuvent donner lieu aussi à des phases T qui ne seront inscrites qu'à l'état de traces pour des secousses de magnitude moindre ou qui feront même défaut. C'est le cas des phases non systématiquement enregistrées pour les séismes d'Amérique Centrale et de la région de Porto Rico de la R. Dominicaine.

Aucun résultat statistique ne se dégage de notre étude concernant la profondeur du foyer. De l'ensemble des cas particuliers, les profondeurs de foyers relevées sont pour trois séismes $h = 60$ km, pour huit $h = 100$ km, pour un $h = 150$ km. Nous indiquerons que de nombreux enregistrements d'ondes T correspondent à des foyers superficiels (épicentres indéterminés), les trajets continentaux avant transformation sont alors petits (100 km environ) et que l'un des foyers profonds correspond à un épicentre situé à l'aplomb d'un talus : les ondes T de ce séisme sont de faible amplitude.

La propagation des ondes T par transformation d'ondes continentales à l'aplomb d'un talus sous-marin ne conduit à aucune interprétation de certaines phases T. Celles-ci proviennent alors de la réflexion d'ondes PT ou ST incidentes sur un talus sous-marin. Ces ondes réfléchies PTT, STT, sont liées étroitement à la topographie et rendent compte des caractères des ondes enregistrées : vitesse apparente qui peut n'être que de l'ordre de 700 m/s, émergence progressive des trains d'ondes qui apparaissent plus symétriques en amplitude que les phases directes PT, ST dont le début est parfois un impétus, amplitude moindre (sauf exception) que celle des ondes PT et ST.

Pour la Martinique les talus réflecteurs trouvés sont les suivants : le talus de « Los Roques » au large du Vénézuela, le talus sous-marin qui borde au Sud Porto Rico, les pentes orientales de la Crête d'Aves et certaines régions du talus intérieur de l'arc des Petites Antilles au Sud de la Martinique. De ces différents talus de réflexion, le dernier est le moins favorable pour la Martinique.

Les talus dont les pentes sont fortes apparaissent favorables à ces phénomènes de réflexion (talus de Los Roques). Ceux-ci n'ont lieu que si les ondes T incidentes sont grandes. Ainsi la phase T réfléchie au Sud de Porto Rico et provenant des séismes de l'Amérique Centrale n'est pas systématiquement enregistrée, elle fait défaut lorsque la phase maximum T_1M_1 inscrite en Martinique est petite.

Exceptionnellement nous avons interprété certaines phases T par des réflexions successives d'ondes T sur deux talus réflecteurs. On est alors obligé de se laisser guider par la topographie dans la détermination des deux talus de réflexion.

Dans une deuxième partie nous rappellerons tout d'abord et brièvement les propriétés des propagations Sofar et par modes normaux et leur application à la propagation océanique des ondes T. L'étude des phénomènes de transformations PT et ST pourra, alors, être abordée ainsi que celle des phénomènes de réflexion d'ondes T sur un talus.

DEUXIÈME PARTIE

CHAPITRE X

PROPAGATION OCÉANIQUE DES ONDES T

Introduction.

Une propriété remarquable des ondes T réside dans le fait qu'elles se présentent sous forme d'oscillations de période à peu près constante pour un enregistrement donné et de période peu variable d'un enregistrement à un autre, lorsque les trajets océaniques sont importants. Ce caractère, joint aux vitesses apparentes observées et au rapport des composantes enregistrées, avait conduit à penser que les ondes T pourraient être attribuées à des ondes guidées dans la couche sédimentaire du fond de la mer : J. COULOMB et P. MOLARD [12] et L. DON LEET, D. LINEHAN et Ph.-R. BERGER [10].

I. TOLSTOY et M. EWING [1] ont montré que le trajet océanique s'effectuait à la vitesse du son dans la mer.

M. EWING et ses collaborateurs ont alors proposé deux propagations : propagation par le guide Sofar et propagation sous forme d'ondes de Rayleigh modifiées par la présence de la mer. J. COULOMB a montré que ce deuxième schéma ne pouvait être retenu [13].

P. MOLARD [14] et L. DON LEET [15] relèvent, par ailleurs et en particulier, qu'il est peu satisfaisant d'admettre que le Sofar puisse jouer le rôle de guide pour des ondes de périodes aussi grandes que celles des T.

A la suite de ces études, F. PRESS et M. EWING [16] proposent de considérer que les ondes T de périodes inférieures à 0,1 s, limite imposée par la profondeur de l'axe du Sofar, se propagent par le guide Sofar et que les périodes plus grandes se propagent par des réflexions successives sous la surface de l'océan et sur le fond d'après le schéma de la propagation par « modes normaux ». Des différents modes possibles de propagation, ces auteurs ne retiennent pas le premier car : « Comme il a été noté par J. COULOMB, pour le cas d'une couche liquide et d'un fond solide, dans le plus bas mode, la vitesse de phase tend vers la vitesse des ondes de Stoneley sur la surface commune quand la fréquence devient infinie et le mouvement est confiné au voisinage immédiat du fond. » Dans les modes de propagation plus élevés, la vitesse de phase tend vers la vitesse du son dans l'eau, mais ces auteurs admettent que les plus courtes des périodes sont éliminées par diffusion sur les irrégularités du fond et de la surface.

1. — PROPAGATION SOFAR (sound fixing and ranging).

Nous rappellerons brièvement l'essentiel de la théorie de la propagation Sofar, en citant : « Long range sound transmission » de M. EWING et J. L. WORZEL [17] et « Introduction to the Theory of Sound Transmission with application to the Ocean » de C. B. OFFICER [18].

Dans les Océans, la température décroît généralement rapidement avec la profondeur jusqu'à des valeurs voisines de 0° vers 1.400 mètres dans l'Atlantique et vers 1.000 mètres dans le Pacifique. La température décroît ensuite lentement jusqu'au fond. La vitesse du son dans l'eau décroît jusqu'à un minimum, mais croît ensuite jusqu'au fond, jusqu'à un maximum supérieur à la vitesse à la surface. Cette augmentation de la vitesse est due à un effet de pression. La diminution de vitesse jusqu'à la valeur minimum est plus prononcée dans les régions tropicales, où la température de la surface est élevée, que dans les régions polaires où la température en surface est basse.

Cette répartition des vitesses en fonction de la profondeur conduit à la possibilité d'ondes guidées dans un chenal.

Si une source sonore est située à la profondeur où la vitesse est minimum, axe du canal Sofar, les rayons ascendants sont, par réfraction, courbés vers le bas. Les rayons plongeants le sont vers le haut.

Il est facile de déterminer l'angle que doit faire avec l'horizontale un rayon ascendant pour qu'il soit, par réfraction uniquement, amené à recouper l'axe du Sofar.

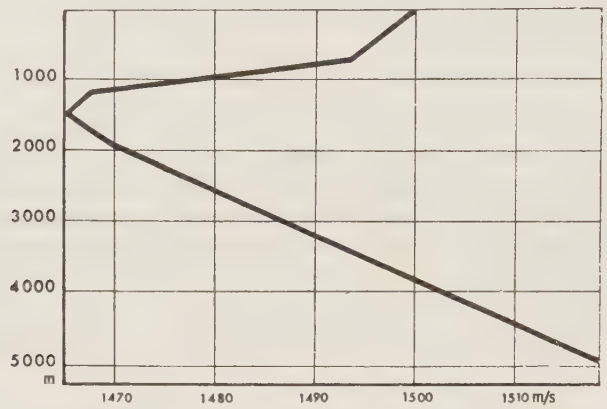


FIG. 1. — Courbe moyenne de la vitesse du son dans l'Atlantique d'après les résultats de M. EWING et de J. L. WORZEL (*Géol. Soc. An. Mém., 27*)

On a, en appelant V_m la vitesse minimum, V_s la vitesse à la surface, i_m et i_s les angles d'incidence :

$$\frac{\text{Sin } i_m}{V_m} = \frac{\text{Sin } i_s}{V_s}$$

En prenant $V_m = 1.465$ m/s, $V_s = 1.500$ m/s, on obtient :

$$\text{Sin } i_m = \frac{V_m}{V_s} = \frac{1.465}{1.500} \quad \text{Sin } i_m \not\equiv 0{,}977 \quad i_m \not\equiv 78°.$$

Ce qui conduit à une inclinaison de 12° environ, limite supérieure pour qu'un rayon ascendant recoupe par réfraction uniquement l'axe du Sofar.

Pour un rayon plongeant, on obtient de façon analogue, en prenant $V_m = 1.465$ m/s, et $V_f = 1.520$ m/s, l'inclinaison maximum d'un rayon pour que, par réfraction, il recoupe l'axe du Sofar :

$$\text{Sin } i_m = \frac{V_m}{V_f} = \frac{1.465}{1.520} \quad \text{Sin } i_m \not\equiv 0{,}963 \quad i_m \not\equiv 75°,$$

soit une inclinaison de 15° environ.

Il s'ensuit que les rayons, ascendants ou plongeants, d'inclinaison comprise entre — 12 et + 12° sont guidés par réfraction continue dans le canal Sofar et peuvent se propager indéfiniment, avec un minimum de perte et d'énergie.

Les rayons plongeants d'inclinaison comprise entre — 12° et — 15°, s'ils sont réfractés d'abord vers le haut, subissent une réflexion à la surface avant de recouper l'axe Sofar et ainsi de suite.

Quant aux rayons d'inclinaison inférieure à — 15° pour les rayons plongeants et supérieure à 12° pour les rayons ascendants, ils subissent des réflexions successives à la surface et au fond de la mer.

Propagation des sons dans le canal Sofar.

Dans cette propagation, conditionnée par le fait qu'au départ les rayons font un angle inférieur ou égal à 12° avec l'horizontale, les sons peuvent se propager par de nombreux trajets d'une source sonore à un récepteur, situés à la profondeur de l'axe du Sofar. La première arrivée correspond au rayon qui, au départ, a l'inclinaison maximum : le trajet est maximum et ne coupe l'axe Sofar qu'un minimum de fois. La seconde arrivée correspond au trajet coupant l'axe Sofar, une fois de plus. La troisième, deux fois de plus, etc... Finalement, le dernier son qui arrive se propage le long de l'axe, trajet minimum entre la source et le récepteur. Le temps qui sépare les arrivées successives diminue au fur et à mesure que le nombre de recoupements de l'axe augmente, et crée une accumulation d'arrivées à la fin de la propagation prise dans son ensemble.

Les enregistrements commencent donc par des ondes espacées de faible amplitude, puis l'amplitude croît tandis que les arrivées sont plus proches les unes des autres jusqu'à former un train maximum qui cesse brusquement.

2. — SOFAR ET PERIODE DES ONDES TRANSMISSIBLES. ONDES T.

La propagation d'ondes guidées dans un canal tel que le Sofar n'est possible que pour certaines fréquences d'ondes.

Officer admet comme raisonnable [18] (p. 40 et 152) la relation $\lambda = 1/10$ h, donnant la longueur d'onde maximum d'une onde Sofar pouvant se propager dans la mer d'une profondeur h.

En considérant une profondeur de 4.500 m, on est conduit à une limite supérieure des périodes de 3/10 s. M. Ewing et F. Press [16] admettent 0,1 s comme limite.

Outre qu'il est peu satisfaisant d'admettre que le Sofar puisse jouer le rôle de guide pour des ondes de périodes de l'ordre de 0,5 s, ainsi que P. Molard et D. Leet l'ont mentionné, il est d'autres remarques qui semblent exclure une propagation Sofar pour les ondes T (0,5 s).

— On sait que le maximum d'énergie transmis par le Sofar correspond aux rayons qui s'écartent le moins de l'axe du Sofar. Or, en ce qui concerne les ondes T en provenance de séismes de l'Amérique Centrale et enregistrées en Martinique, ces ondes se heurtent au cours de leur propagation aux fonds d'Aves, crête perpendiculaire à la direction de propagation et présentant de façon à peu près continue des fonds inférieurs à 1.000 m. Il en résulte que les ondes Sofar maximum, se propageant à une profondeur voisine de 1.400 m seraient pour la plupart interceptées. L'absence d'hydrophones à l'Observatoire du Morne des Cadets ne nous permet pas de vérifier ce fait. Quant aux ondes T (0,5 s) enregistrées, elles ne semblent en aucune façon affectées par l'existence de ces hauts fonds.

— La crête Médiane de l'Atlantique présente, pour la plupart des séismes ayant donné lieu à l'enregistrement d'ondes T, des fonds de l'ordre de ou supérieurs à 2.000 m pour les lieux de transformations. Il en résulte que la propagation Sofar au voisinage de l'axe du guide ne peut pas être retenue.

— Markus Båth [19] a étudié les ondes T enregistrées à Kiruna, dont le parcours s'est effectué au-delà du cercle polaire. Dans la même étude M. Båth fait état des mesures de détermination de l'axe du Sofar. Pour les mois d'été, la profondeur de cet axe varie de 150 à 400 m. Pour les mois d'hiver le Sofar disparaît ou est limité aux couches tout à fait superficielles de la mer. Il se trouve que les ondes T étudiées par Båth correspondent à des séismes ayant eu lieu en hiver, c'est-à-dire en l'absence de Sofar.

— P. Molard [14] notait : « Enfin une propagation dans le Sofar, susceptible de propager toutes les fréquences au-dessus d'une certaine limite, n'explique pas le fait que la phase T se présente sous forme d'ondes d'une période pratiquement constante pendant toute sa durée... », et plus loin :

« ...Sur le Sofar on n'a que des périodes très courtes, inférieures à 1/10e de seconde. Or sur nos enregistrements, pourtant obtenus avec des séismographes favorisant les périodes courtes on ne voit dans aucun cas, trace de périodes de cet ordre de grandeur. L'amortissement des mouvements rapides est considérable dans la propagation terrestre ; il est néanmoins étonnant qu'il puisse être si complet pour certaines ondes T dont le trajet continental est très court. Evidemment on peut

invoquer la forme de la réponse des microphones Sofar pour expliquer la différence d'aspect des enregistrements ».

Ce dernier argument a été repris par M. Ewing et F. Press [16].

Cependant il semble que les différences d'aspect des enregistrements ne soient pas entièrement imputables aux courbes d'amplification des microphones et des séismographes. En effet le glissement des ondes T, enregistrées en Martinique, vers des périodes pratiquement constantes et relativement grandes, apparaît d'autant plus nettement que la propagation océanique est plus grande.

On pourrait aussi envisager que les différences sont dues aux caractères propres des séismes, c'est-à-dire, d'une façon plus précise aux spectres d'énergie des ondes avant transformation en ondes T, spectres qui dépendent aussi de la distance de l'épicentre et des milieux traversés. De nombreux séismes enregistrés au Morne des Cadets présentent des phases P, S et T de période pratiquement constante d'une phase à l'autre. J. Coulomb [20] notait : « Cependant, pour les ondes de la mer des Antilles qui doivent être filtrées ou transformées quelque part, puisque les phases P, S et T observées présentent une période presque constante... » En ce qui concerne les ondes T, ces phénomènes devraient se situer nécessairement avant transformation des ondes P ou S en ondes T. Il ne semble pas cependant que ceci puisse être généralisé. On s'expliquerait mal, en effet, comment des ondes ainsi filtrées pourraient donner lieu à des enregistrements par les hydrophones.

A la suite de nombreux auteurs et de ces remarques, nous écarterons l'hypothèse de la propagation des ondes T (0,5 s) par le Sofar.

Quant aux différences que présentent les enregistrements, obtenus respectivement par les hydrophones et par les séismographes, si elles relèvent en partie des remarques avancées par de nombreux auteurs, elle ne nous paraissent pas suffisantes et nous montrerons que l'absence aussi complète de périodes courtes dans les enregistrements obtenus par les séismographes peut être attribuée, en grande partie, aux phénomènes qui président au passage de l'énergie de la mer dans le talus continental, que la propagation océanique s'effectue soit par le Sofar, soit par modes normaux. Les enregistrements en mer des ondes océaniques T du séisme du 24 mai 1958 (40° 16' N ; 124° 12' W ; 23 : 04 : 46) après un trajet océanique de l'ordre de 900 km et reproduits par Allen R. Milne [21] présentent, en effet, un spectre continu depuis 1 à 5 c.p.s. jusqu'à 25 à 30 c.p.s. Les phénomènes de filtrage de ces ondes se situent nécessairement ultérieurement.

3. — PROPAGATION PAR « MODES NORMAUX ».

Si l'on considère une source ponctuelle, située dans une couche liquide où la vitesse du son est constante, émettant un signal présentant un certain spectre continu de fréquences, des phénomènes d'interférence se produisent en cours de propagation par réflexions successives sous la surface et sur le fond. En un point donné, à grande distance de la source, le signal reçu n'est pas constitué par la somme des différents rayons pris individuellement, mais résulte des effets combinés d'interférence des différents rayons.

Lamb, Pekeris, Press et Ewing ont fait la théorie de ce mode de propagation. F. Press et M. Ewing complètent les calculs de Pekeris, limités à la propagation dans plusieurs couches liquides, au cas où le fond est solide [22].

Nous citerons ces auteurs, en donnant l'essentiel des résultats qu'ils ont obtenus.

F. Press et M. Ewing donnent les courbes de vitesse de phase C et de vitesse de groupe U des ondes en fonction de leur fréquence (plus exactement ces courbes représentent C/V_1 et U/V_1, où V_1 est la vitesse du son dans l'eau, en fonction de $\gamma = H/\lambda = Hf/V_1$ où H est l'épaisseur de l'eau, f la fréquence de l'onde, λ la longueur d'onde) dans trois cas : Cas *a*, correspondant à un fond de type basaltique : vitesse dans le solide, $3.V_1 = VS$; $VP = \sqrt{3}\,VS$ et $d_2/d_1 = 2{,}5$. Cas *b*, correspondant à un fond de type granitique : $2V_1 = VS$, $VP = \sqrt{3}.VS$, $d_2/d_1 = 2{,}5$. Cas *c*, correspondant à un fond de type sédimentaire $1{,}5\ V_1 = VS$; $VP = \sqrt{3}.VS$, $d_2/d_1 = 2$. Ces courbes sont relatives au premier et au deuxième mode.

Premier mode. Cas *a*.

Il résulte de ces courbes que, en un point suffisamment lointain d'une source sonore (explosion), les premières ondes qui arrivent sont des ondes de Rayleigh ($\gamma \to 0$, la vitesse de groupe tend

vers la vitesse des ondes de Rayleigh) dont l'amplitude croît (de 0 pour $\gamma \to 0$) rapidement d'abord, puis graduellement. A l'instant $t = r/V_1$ une onde à haute fréquence arrive à la vitesse du son dans l'eau. La vitesse de groupe montre qu'il existe une limite supérieure de fréquence ($\gamma = 4{,}36$). L'amplitude de ces ondes est d'abord très faible, mais croît rapidement peu après. Pour des ondes de fréquence supérieure à cette limite, elles se propagent d'une façon analogue à celle des ondes de Stoneley.

Pour $t > r/V_1$ les deux branches de la courbe de vitesse de groupe indiquent l'arrivée d'ondes à grande et à basse fréquence, ondes qui se superposent et qui tendent simultanément en fréquence et en vitesse vers la phase d'Airy qui correspond au minimum de la courbe de vitesse de groupe.

Deuxième mode. Cas *a*.

Il existe pour le deuxième mode une fréquence de coupure inférieure. La première onde qui arrive à l'instant $t = r/VS$ correspond à la limite inférieure de fréquence. L'amplitude d'abord très petite (nulle au départ) croît rapidement avec la fréquence. A l'instant $t = r/V_1$, une onde de haute fréquence ($\gamma \to \infty$) arrive à la vitesse du son dans l'eau. L'amplitude nulle au départ, croît rapidement peu après.

Pour $t > r/V_1$ deux ondes se superposent, l'une de haute fréquence, l'autre de basse fréquence, ondes qui correspondent aux deux branches de la courbe de vitesse de groupe. Ces ondes tendent en fréquence et en vitesse, simultanément, vers la phase d'Airy qui correspond au minimum de la courbe de vitesse de groupe.

On trouvera fig. 2 la reproduction de ces courbes, ainsi que celles qui sont relatives à des fonds de types granitique et sédimentaire fig. 3 et 4.

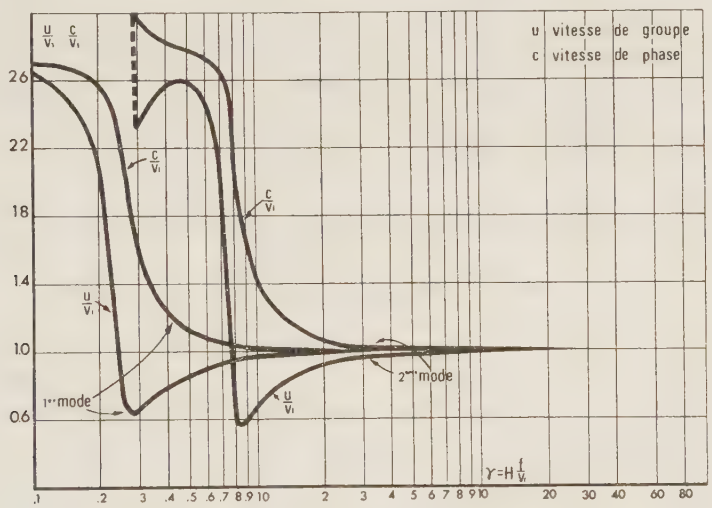


FIG. 2. — Vitesses de phase et de groupe dans le cas d'un fond basaltique

4. — PROPAGATION PAR MODES NORMAUX. ONDES T.

Les courbes de vitesse de phase et de vitesse de groupe publiées par F. PRESS, M. EWING et I. TOLSTOY, courbes précisées et complétées par J. COULOMB [13] sont données en fonction de $\gamma = H/\lambda = H.f/V_1$ où H est la profondeur de la mer, V_1 la vitesse du son dans l'eau, f la fréquence. Pour des profondeurs H égales successivement à 3.000 et 4.500 m on obtient les valeurs suivantes de la période en secondes, des ondes, pour différentes valeurs de γ.

H	γ	2	3	4	4,36	5	6	7	8	9	10
3.000	T	1	0,7	0,5	0,45	0,4	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2
4.500	T	1,5	1	0,7	0,68	0,6	0,5	0,4	0,3	0,3	0,3

A grande distance les périodes des ondes T enregistrées par les séismographes sont de l'ordre de 0,5 s et correspondent donc à quelques unités pour γ.

Les courbes relatives au premier mode pour un fond de type granitique ou sédimentaire montrent que ces ondes sont situées au-delà de la fréquence de coupure.

La fréquence de coupure, pour un fond de type basaltique, est donnée pour $\gamma = 4{,}36$, valeur qui pour H = 3.000 m conduit à une période de 0,45 s et pour H = 4.500 m à une période de 0,68 s.

Les valeurs adoptées pour caractériser un fond de type basaltique sont : $d_2/d_1 = 2{,}5$, $VP = \sqrt{3}.VS$; $VS = 3.V_1$. Si l'on prend $V_1 = 1.470$ m/s, on obtient VS = 4,41 km/s et VP = 7,63 km/s vitesses légèrement supérieures à celles que l'on admet pour du basalte, de sorte que la fréquence de coupure pour des vitesses de peu inférieures correspondrait à une valeur plus petite de γ et des périodes de 0,45 s se trouveraient dans le domaine des ondes hyperboliques.

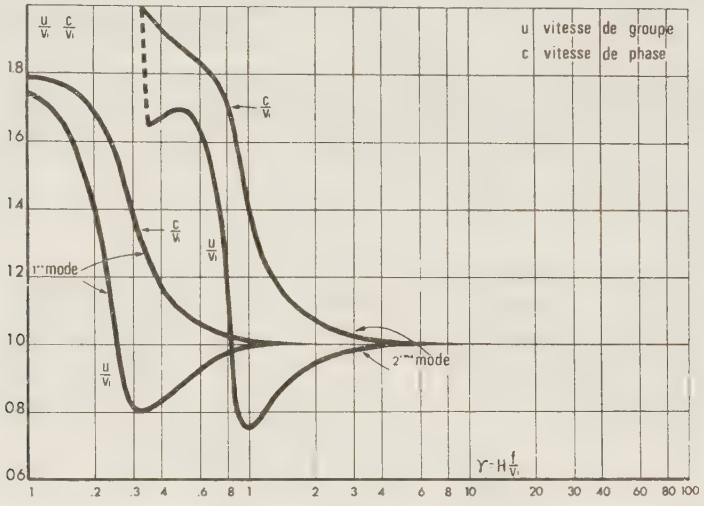


FIG. 3. — Vitesses de phase et de groupe dans le cas d'un fond granitique

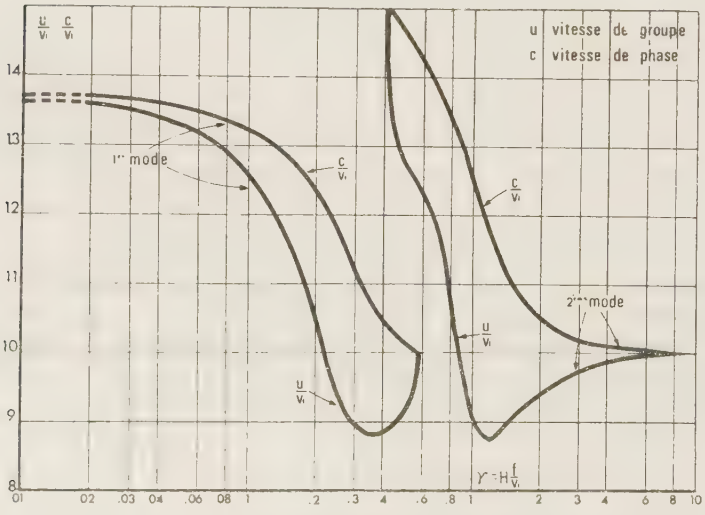


FIG. 4. — Vitesses de phase et de groupe dans le cas d'un fond sédimentaire

J. COULOMB, dans l'étude citée ci-dessus, traite la question dans le cas d'un fond sédimentaire pour lequel VS = V_1. Il montre en particulier que le domaine des ondes hyperboliques est étendu à toutes les valeurs de γ et que la vitesse des T serait, dans ce cas, notablement inférieure à V_1.

Ainsi que J. COULOMB le note, la vitesse VP dans les sédiments pourrait n'être pas supérieure à 1,7 km/s et VS serait de l'ordre de 1 km/s. L'épaisseur des sédiments, qui est de l'ordre de la longueur d'onde des T (0,5 s), est grande par rapport aux longueurs d'ondes pour des périodes plus petites (0,2 s, 0,1 s...), de sorte que ces ondes sont réfractées dans les sédiments. L'amortissement est alors important. Plutôt que d'admettre avec F. PRESS et M. EWING que les plus courtes périodes sont diffusées par les irrégularités du fond et de la surface [16], on pourrait voir dans ce phénomène de dépouillement des courtes périodes, un phénomène d'absorption par la couche sédimentaire, qui jouerait un rôle de filtre dont les paramètres essentiels seraient la vitesse et l'épaisseur.

5. — INCLINAISON DES RAYONS DANS LA THÉORIE DE LA PROPAGATION PAR MODES NORMAUX.

La théorie de la propagation par modes normaux établit la relation : Sin $\theta = V_1/C$, où θ est l'angle d'incidence du rayon au point de réflexion sur le fond, V_1 la vitesse du son dans la mer et C la vitesse de phase.

On peut en effet considérer la propagation par modes normaux comme obtenue par la superposition, en un point, d'ondes parvenant en ce point sous une incidence θ, telle que les interférences soient constructives. Chaque mode représente alors un mécanisme d'interférence différent. A une valeur de θ, correspond pour un mode donné, une valeur de $\gamma = Hf/V_1$, c'est-à-dire pour une profondeur H donnée, une valeur de la période de l'onde.

Les courbes C/V_1 permettent de calculer facilement les angles θ. Pour un fond de type basaltique on obtient les valeurs suivantes :

Premier mode :

pour $\gamma = 2$ $\theta = 82°$ (inclinaison : 8°)
» $\gamma \to 4{,}36$ $\theta \to 90°$ (inclinaison : → 0°)

Deuxième mode :

pour $\gamma = 3$ $\theta = 77°$ (inclinaison : 13°)
» $\gamma = 6$ $\theta = 79°$ (inclinaison : 11°)
» $\gamma \to \infty$ $\theta \to 90°$ (inclinaison : → 0°)

Pour un fond de type granitique on obtient :

Deuxième mode :

pour $\gamma = 3$ $\theta = 77°$ (inclinaison : 13°)
» $\gamma \to \infty$ $\theta \to 90°$ (inclinaison : → 0°)

Pour un fond de type sédimentaire on obtient :

Deuxième mode :

pour $\gamma = 3$ $\theta = 79°$ (inclinaison : 11°)
» $\gamma \to \infty$ $\theta \to 90°$ (inclinaison : → 0°)

Il résulte de ces valeurs que, quel que soit le type de fond considéré (cas *a*, *b*, *c* de F. PRESS et M. EWING) et quel que soit le mode retenu, premier ou deuxième, l'inclinaison des rayons est de l'ordre de ou inférieur à 13°, pour des périodes inférieures à une seconde environ.

L'inclinaison des rayons dans une propagation par modes normaux, pour les deux premiers modes, admet donc une limite comparable à celle qui conditionne la propagation par le Sofar,

CHAPITRE XI

RÉFRACTION D'ONDES CONTINENTALES EN ONDES OCÉANIQUES

1. — MISE EN ÉQUATION DU PROBLÈME.

Soit un trièdre tri-rectangle OXYZ et un talus sous-marin, plan, de pente A, passant par OY. (A = 0 plan horizontal, A = 90° plan vertical).

Soit $\overrightarrow{N_1}$ le vecteur unité de la demi-normale dirigée vers les X positifs, de composantes $X_1 = \sin A$, $Y_1 = O$, $Z_1 = -\cos A$.

Soit $\overrightarrow{N_2}$ le vecteur unité de la demi-normale opposée.

Soit $\overrightarrow{I_0}$ (X_0, Y_0, Z_0) et $\overrightarrow{R}$ (X_3, Y_3, Z_3) les vecteurs unités des rayons incidents et réfractés ; posons de plus $\overrightarrow{I'} = -\overrightarrow{I_0}$.

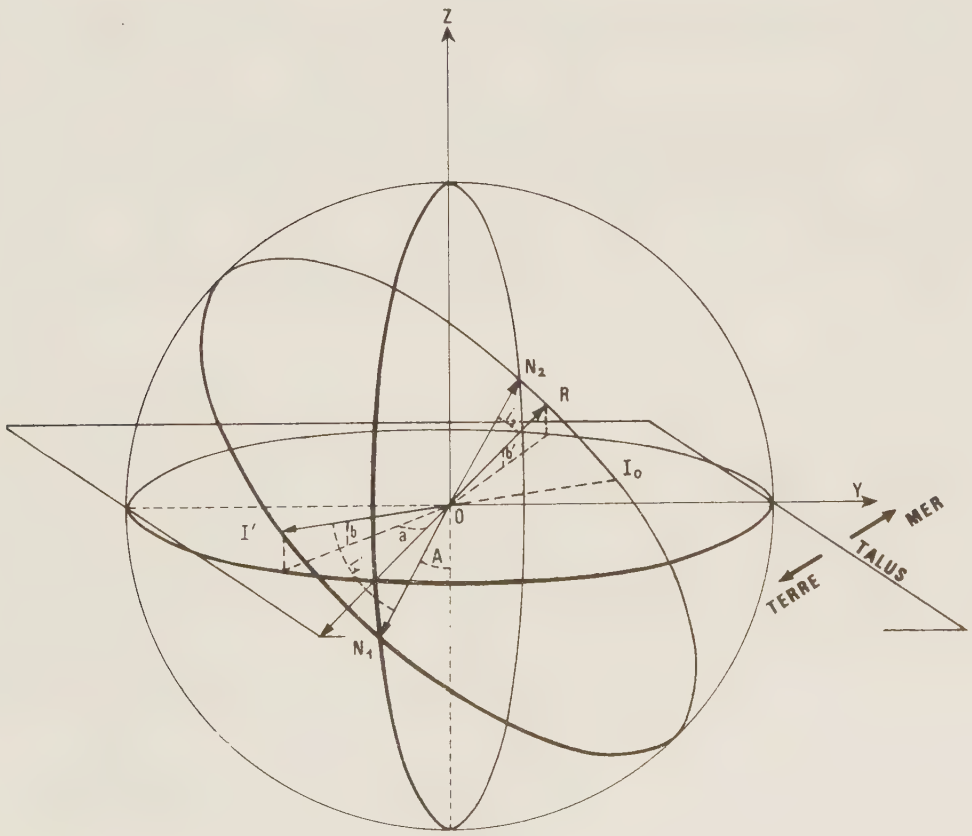


FIG. 5. — Schéma de la réfraction d'une onde continentale en onde océanique

Le vecteur $\overrightarrow{R}$ est dans le plan $(\overrightarrow{N_1}, \overrightarrow{I})$. On peut écrire : $k\ (\overrightarrow{N_1} \wedge \overrightarrow{I'}) = (\overrightarrow{N_2} \wedge \overrightarrow{R})$ avec k positif.

En appelant i_1 *et* i_2 les angles d'incidence et de réfraction on a : $|\overrightarrow{N_1} \wedge \overrightarrow{I'}| = \sin i_1$ et $|\overrightarrow{N_2} \wedge \overrightarrow{R}| = \sin i_2$

d'où $k = \dfrac{V_2}{V_1}$, V_1 et V_2 étant les vitesses respectives des ondes dans le talus et dans la mer.

On obtient ainsi les équations :

$Y_3 = k\ Y_0$

$X_1Z_3 - Z_1X_3 = k\ (X_1Z_0 - Z_1X_0)$

On peut écrire par ailleurs :

$\overrightarrow{N_1}.\overrightarrow{I'} = \cos\ i_1 = -(X_0X_1 + Z_0Z_1)$

$\overrightarrow{N_2}.\overrightarrow{R} = \cos\ i_2 = -(X_1X_3 + Z_1Z_3)$

En écrivant la relation :

$$\frac{\sin i_1}{V_1} = \frac{\sin i_2}{V_2}$$

sous la forme

$$\frac{1 - \cos^2 i_1}{V_1^2} = \frac{1 - \cos^2 i_2}{V_2^2}$$

et en remplaçant cos i_1 et cos i_2 par les expressions précédentes on obtient la relation :

$$X_1X_3 + Z_1Z_3 = -\left[1 - k^2[1 - (X_0X_1 + Z_0Z_1)^2]\right]^{1/2}$$

Finalement le vecteur unité $\overrightarrow{R}$ du rayon réfracté est défini par les composantes suivantes :

$$X_3 = -kZ_1\ (X_1Z_0 - Z_1X_0) - X_1\left[1 - k^2\ [1 - (X_0X_1 + Z_0Z_1)^2]\right]^{1/2}$$

$$Y_3 = kY_0$$

$$Z_3 = kX_1\ (X_1Z_0 - Z_1X_0) - Z_1\left[1 - k^2\ [1 - (X_0X_1 + Z_0Z_1)^2]\right]^{1/2}$$

Nous poserons $X_0 = -\cos b\ \cos a$ $\quad Y_0 = -\cos b\ \sin a$ $\quad Z_0 = \sin b$

et $X_3 = \cos b'\ \cos a'$ $\quad Y_3 = \cos b'\ \sin a'$ $\quad Z_3 = \sin b'$

Dans ces formules b est l'inclinaison du rayon incident, a l'angle avec OX de la projection du rayon incident sur le plan OXY.

Les angles b' et a' représentent les angles analogues pour le rayon réfracté.

On obtient ainsi les composantes du vecteur $\overrightarrow{R}$, représentatif du rayon réfracté, sous la forme suivante :

$$X_3 = \cos b'\ \cos a' =$$

$$-k\cos A\ (\sin A\ \sin b + \cos A \cos b\ \cos a) - \sin A\left[1 - k^2\ [1 - (\sin b \cos A - \cos b \cos a \sin A)^2]\right]^{1/2}$$

$$Y_3 = \cos b'\ \sin a' = -k\ \cos b\ \sin a$$

$$Z_3 = \sin b' =$$

$$-k\sin A\ (\sin A \sin b + \cos A \cos b \cos a) + \cos A\left[1 - k^2\ [1 - (\sin b \cos A - \cos b \cos a \sin A)^2]\right]^{1/2}$$

2. — INCLINAISON *b'* DU RAYON RÉFRACTÉ DANS LE CAS D'UNE SECTION DROITE.

On trouvera figures 6, les courbes représentatives des variations de l'angle b' (angle du rayon réfracté et du plan horizontal XOY) pour $a = 0$ (plan de réfraction normal au talus) pour A, pente du talus, égal successivement à 10, 20, 30°, etc, et pour différentes valeurs de k. Nous avons pris $k = 1/4$, $k = 3/7$, $k = 2/3$ et $k = 1$. A ces valeurs de k correspondent, en prenant comme vitesse des ondes réfractées dans la mer $V_2 = 1{,}5$ km/s, les vitesses continentales V_1 suivantes :

$k = 1/4$	$V_1 = 6$ km/s	Vitesse d'ondes P*g*.
$k = 3/7$	$V_1 = 3{,}5$ km/s	Vitesse voisine des ondes S*g*, et vitesse possible de P.
$k = 2/3$	$V_1 = 2{,}2$ km/s	Vitesse possible d'ondes S.
$k = 1$	$V_1 = 1{,}5$ km/s.	

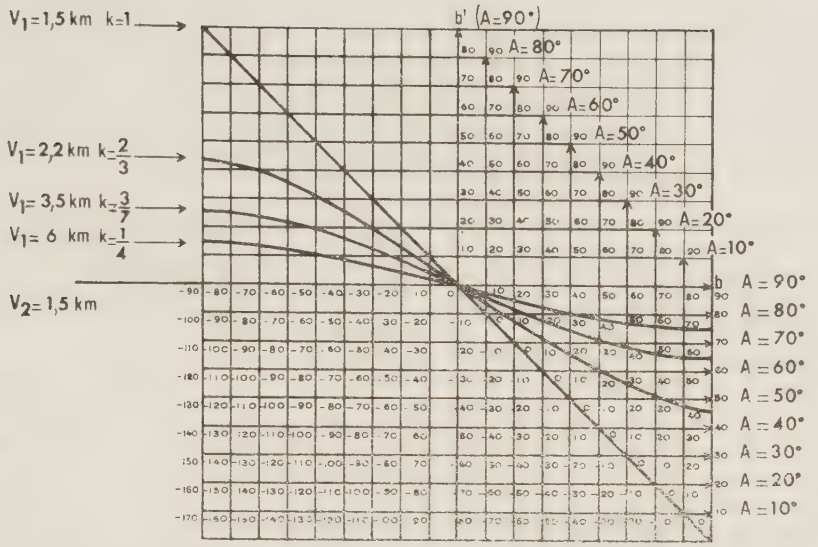


FIG. 6. — Courbes donnant l'inclinaison b' du rayon réfracté dans la mer, dans le cas d'une section droite, pour différentes valeurs de A, pente du talus, et de k.

Remarques

Pour une pente donnée A° du talus, il existe une valeur de b ($b = A° - 90°$) telle que l'inclinaison b' de l'onde réfractée est la même ($b' = 90° - A°$) quel que soit k ; c'est-à-dire quelles que soient la nature du talus et de l'onde continentale incidente (P ou S). C'est le cas où l'onde incidente est normale au talus.

Pour les valeurs de b négatives et supérieures à cette valeur particulière, l'inclinaison b' est d'autant plus petite que la vitesse de l'onde incidente est petite : ***l'onde réfractée issue d'une onde S aura une inclinaison plus petite que l'onde réfractée issue d'une onde P, pour une même valeur de* b.**

Pour les valeurs de b positives, b'(P) est, à partir d'une certaine valeur de b, plus petite, en valeur absolue, que b'(S). Par exemple pour V(P) = 3,5 km/s, V(S) = 2,2 km/s, A° = 60° on a $|b'(P)| < |b'(S)|$ pour b supérieur à 40° environ.

Pour les valeurs de b *inférieures* à A° — 90° on a $b'(S) > b'(P)$.

Réfraction dans le cas où b *est inférieur à — 90°*

Les courbes (fig. 6) montrent que, quel que soit A et pour $k < 1$, on a $b' < 90°$, pour $b < -90°$ et jusqu'à une valeur limite de b qui dépend de A et de k. Des ondes issues d'un épicentre sous-océanique pourraient être réfractées en ondes océaniques se propageant à partir du talus en direction de la mer profonde (schéma 3). Cette possibilité est à rapprocher des observations de D. H. SHURBET et M. EWING, qui interprètent des ondes T par la transformation de P quand les ondes P se propagent de mer profonde en mer peu profonde ; les ondes T se propageant du talus sous-marin en direction de la mer profonde. Ces auteurs représentent ces ondes par PT* [4].

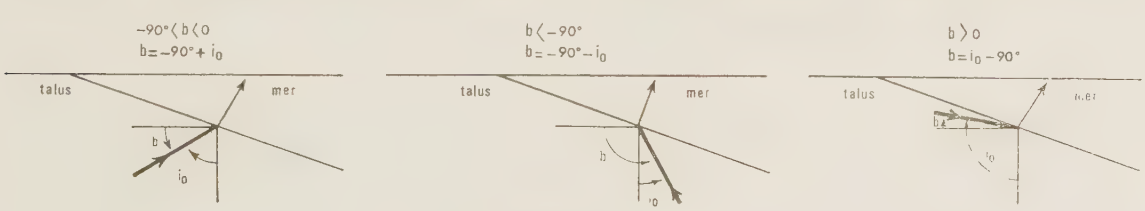


SCHÉMA 3

Les courbes (fig. 6) montrent que l'inclinaison b' est d'autant plus petite que la pente du talus et la vitesse de l'onde continentale sont plus grandes.

Réfraction dans le cas où b est positif

Ce serait le cas d'ondes continentales issues de phénomènes tout à fait superficiels, d'ondes réfléchies à la surface et d'ondes éventuellement guidées dans des couches superficielles (schéma 3).

3. — INCLINAISON b ET ANGLE D'INCIDENCE DES ONDES SÉISMIQUES.

Nous avons calculé précédemment les courbes b' (A, a, b, k) représentatives de l'inclinaison du rayon réfracté pour $a = 0$, pour des valeurs de A variant de 10 en 10° et pour certaines valeurs de k, paramètre dépendant de la vitesse de l'onde continentale incidente. Quant à la variable b, nous avons retenu toutes les valeurs géométriquement possibles.

De l'ensemble de ces valeurs nous ne devons considérer que celles qui correspondent à des ondes séismiques. Tel que nous l'avons défini l'angle b se déduit immédiatement de la connaissance de l'angle d'incidence i_0 d'une onde séismique (angle du rayon terrestre et du rayon séismique) (schéma 3). Sil existe des tables et graphiques donnant les valeurs des angles d'incidence des ondes séismiques en fonction de la distance épicentrale et de la profondeur du foyer, citons en particulier les abaques de RITSEMA, ces données ne peuvent être retenues pour notre étude particulière. En effet, les angles d'incidence sont calculés pour des stations continentales ou océaniques, c'est-à-dire pour des structures de la croûte continentale ou océanique ; or dans les régions côtières, il est bien établi que la structure de la croûte ne répond à aucune des deux structures types et l'on est malheureusement obligé de constater que ces régions figurent parmi celles qui sont le moins bien connues.

4. — STRUCTURE DE LA CROÛTE DANS LES RÉGIONS COTIÈRES.

Des études de M. EWING et F. PRESS [24], il ressort qu'il n'existe pas de structure côtière type. Ces auteurs ont été conduits à considérer différentes structures en classant les régions en « côte stable, côte instable, etc... ». Aucune généralisation ne pouvant être faite, on est conduit à considérer chaque étude comme un cas plus ou moins particulier. Notons aussi que, d'après ces auteurs, la structure de la croûte serait plutôt continentale pour des profondeurs de la mer inférieures à 2.000 mètres et plutôt océanique pour des profondeurs de la mer supérieures à 4.000 mètres. Et que la croûte sous la mer des Caraïbes serait de structure océanique.

M. EWING et F. PRESS donnent un schéma de structure de la croûte de la région du Cap May, New Jersey. On remarque, en passant de la structure continentale à la structure océanique, un amincissement, par le haut et par le bas, de la croûte et l'ignorance de la composition de celle-ci au droit des profondeurs en mer voisines de 2.000 mètres (fig. 7). Le relèvement de la discontinuité de Mohorovičić correspondrait à une pente de l'ordre de 4°.

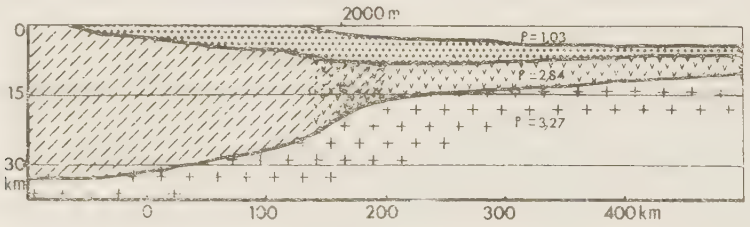


FIG. 7. — Schéma de la structure de la croûte dans la région du Cap Mary, New Jersey, d'après M. EWING et F. PRESS

Le profil dans la région côtière du Chili, à la latitude de Antofagasta [23], présente la même allure générale ; cependant, le relèvement de la discontinuité de Mohorovičić est beaucoup plus accentué et correspondrait à une pente moyenne de l'ordre de 15°. Ces deux exemples mettent en évidence des différences de structure telles que des études particulières à chaque région côtière devraient être faites, relativement aux ondes T.

J. L. Worzel et D. H. Shurbet [25] donnent un schéma de la structure, déduit de mesures gravimétriques et séismiques, d'une section Nord-Sud de Porto Rico (fig. 8). Cette étude nous intéresse plus spécialement du fait qu'un nombre important d'ondes T enregistrées au Morne des Cadets et en Guadeloupe sont issues de transformations qui ont lieu (se reporter aux études particulières des séismes) au droit du talus sous-marin au Sud de Porto Rico.

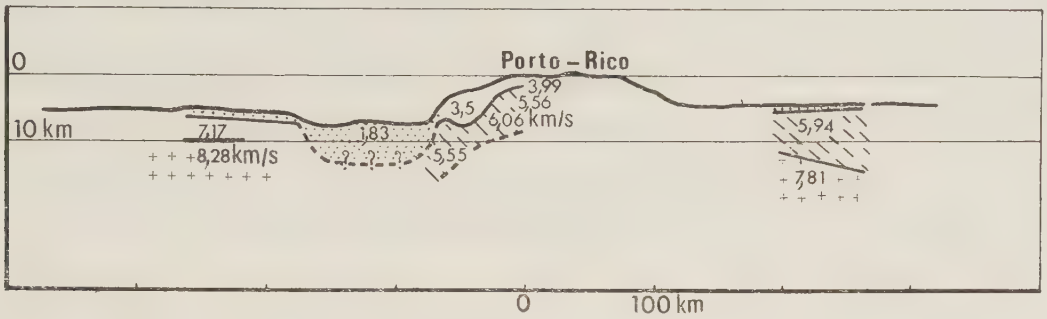


Fig. 8

D'après ce schéma d'ensemble, la croûte, dans sa partie continentale et étendue aux abords de l'île, est constituée par une couche de type granitique (V.P. = 6,06 km/s ; V.P. = 5,56 km/s), recouverte dans les régions côtières par une accumulation de sédiments, dans lesquels la vitesse des P est de l'ordre de 3,5 km/s. Ce schéma montre que la couche de type granitique présente, dans les régions côtières, un pendage important : au Nord on note une pente de l'ordre d'une dizaine de degrés, au Sud cette pente paraît atteindre 25° (fig. 9).

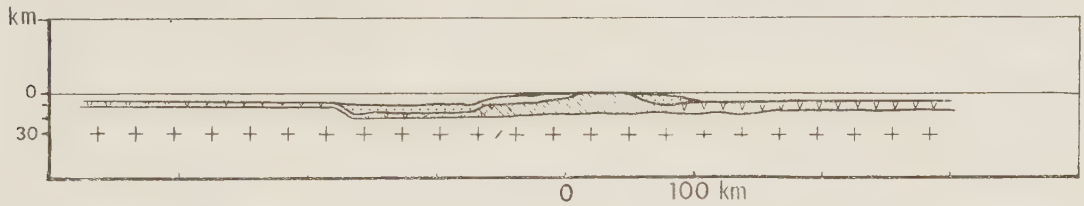


Fig. 9. — Structure de la croûte d'une section N-S de Porto-Rico, d'après J. L. Worzel et D. H. Shurbet

Si ces auteurs reconnaissent une croûte de type océanique pour les régions correspondant à la mer profonde, leur incertitude est grande quant à la région de transition où la croûte passe du type continental au type océanique.

En absence de renseignements plus précis nous utiliserons ces résultats pour la détermination des angles d'incidence des ondes séismiques.

MODÈLES DE STRUCTURE ET ANGLE D'INCIDENCE DES ONDES SÉISMIQUES

Dans les modèles de structures que nous proposons ci-après, nous négligerons le relèvement de la discontinuité de Mohorovičić quand on passe de la structure continentale à la structure océanique. De la coupe du cap May, New Jersey, établie par F. Press et M. Ewing (fig. 7), le granite se relève de 30 km pour la distance 0, à 15 km pour la distance 200 km. L'angle correspondant est de l'ordre de 4°. Quant au schéma de J. L. Worzel et D. H. Shurbet, il n'indique aucun relèvement net de la base de la couche granitique au Sud de Porto Rico. Au Nord de cette île, ce relèvement ne se dessine qu'au-delà de la fosse de Porto Rico (fig. 9).

Un premier modèle sera constitué par une couche de type granitique, horizontale par le bas, dans laquelle la vitesse des ondes P est prise égale à 6 km/s. Nous supposerons cette couche limitée au point d'émergence par le talus sous-marin de pente A. L'épaisseur de cette couche correspond à la profondeur de la discontinuité de Mohorovičić en ces régions côtières. On peut admettre une profondeur de 20 km, profondeur moyenne entre celle correspondant à la structure continentale

(30 km) et celle correspondant à la structure océanique (10 km). Cette couche repose sur le manteau où la vitesse des P est prise égale à 8,1 km/s.

Foyer superficiel dans la croûte. Ondes P_g, S_g, P_n, S_n.

On trouvera fig. 10.1 un graphique représentant les rayons séismiques pour des incidences variant de 10 en 10°, de 0 à 90°. On peut distinguer, dans la croûte, trois régions (nous admettrons que les ondes P_g et S_g sont des ondes directes).

— Une région 1 (foyer F1) pour laquelle l'angle d'incidence des ondes P_g et S_g est compris entre 0 et 48°.

— Une région 2 (foyer F2) pour laquelle l'angle d'incidence des ondes P_g et S_g est compris entre 48 et 90°.

— Une région 3 (foyer F3) pour laquelle on a des ondes P_g et S_g d'incidence comprise entre 48 et 90° et des ondes P_n, S_n dont l'incidence constante est de 48°.

Foyer profond sous la croûte. Ondes P et S.

En procédant de la même façon que précédemment nous avons tracé fig. 10.2 les rayons séismiques d'incidence variant de 10 en 10°. On trouve pour les ondes P et S des incidences identiques à celles que nous avons obtenues pour la région 1 précédente. L'incidence est comprise entre 0 et 48°.

Ondes SP_g. On peut aussi considérer des ondes issues du foyer sous forme d'ondes S et se réfractant dans la couche granitique sous forme de P. On obtient le graphique fig. 10.3. L'angle d'incidence peut alors varier de 0 à 90° selon le foyer considéré.

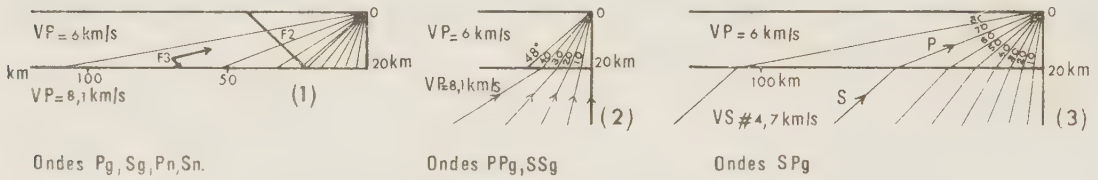


Fig. 10. — Modèle 1. Talus granitique. Ondes PS et SP.

Considérons un second modèle comprenant une couche de type granitique, dont la limite supérieure, plane, plonge en direction de la mer de 10° (conformément au schéma de J. L. Worzel et de D. H. Shurbet) recouverte par des sédiments où la vitesse des P est prise égale à 3,5 km/s [25].

Réfraction des ondes séismiques dans ce modèle.

Nous donnons fig. 11.1 le schéma de réfraction des ondes P en ondes P. (Les incidences *i* des ondes P sont prises par rapport à la verticale). La réfraction a pour effet de redresser vers la verticale les rayons dont l'incidence est supérieure à 10°. Le tableau, sous la figure, indique pour

i	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90°
b	80	80	74	68	63	58	54	50	47	44°

i	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90°
b	83	80	77	74	71	68	65	63	62	61°

Fig. 11. — Modèle 2. Talus sédimentaire. Ondes PP, SS et PS.

les valeurs de l'angle d'incidence *i*, variant de 10 en 10°, de 0 à 90°, l'angle *b* correspondant. Ce schéma est également valable pour la réfraction d'ondes S en ondes S.

La réfraction d'ondes S en P s'effectue sans variation angulaire, les vitesses respectives étant égales.

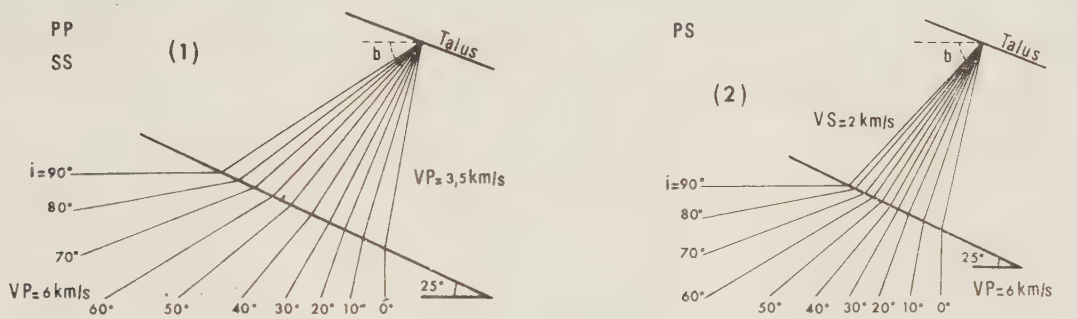
La réfraction d'ondes P en ondes S, pour des incidences supérieures à 10° redressent fortement les ondes vers la verticale. On obtient le schéma fig. 11.2.

Enfin considérons un troisième modèle, identique au modèle précédent si ce n'est que la pente de la partie supérieure de la couche granitique est de 25°.

On trouvera fig. 12.1 le schéma et le tableau des valeurs de *i* et de *b* dans le cas de la réfraction d'ondes P en P ou S en S.

La réfraction d'ondes S en P s'effectue sans variation angulaire.

De même que dans la structure précédente, la réfraction d'ondes P en S redresse les ondes vers la verticale, mais moins fortement, pour des incidences supérieures à 25°. On obtient le schéma fig. 12.2.



i	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90°
b	79	74	68	62	56	51	46	41	37	33°

i	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90°
b	77	70	67	63	60	57	54	52	49	47°

FIG. 12. — Modèle 3. Talus sédimentaire. Ondes PP, SS et SP.

INCLINAISON b' DU RAYON RÉFRACTÉ DANS LA MER

Modèle 1, talus de type granitique.

Foyer superficiel (dans la croûte)

Les résultats sont donnés sous forme de graphiques (fig. 13).

Pour des valeurs de A, pente du talus, variant de 10 en 10° en abscisse, sont portées les incidences *i* de 0 à 90°, en ordonnée l'inclinaison *b'* des ondes réfractées dans la mer issues d'ondes P_g, S_g, P_n, S_n. (Pour ces dernières ondes P_n et S_n l'angle d'incidence *i* est constant, peu différent de 48°).

On remarquera que les angles *b'* sont d'autant plus petits que la pente du talus est plus grande ; que pour une pente donnée du talus les plus petites valeurs de *b'* sont données par des ondes S_g, d'incidence supérieure à la pente du talus.

Foyer profond (au-delà de la discontinuité de Mohorovičić)

Les graphiques précédents peuvent être utilisés dans le cas d'un foyer profond. L'incidence des ondes P et S est alors comprise entre 0 et 48°. On lira donc sur les graphiques pour les valeurs de *i* comprises entre 0 et 48° les valeurs de *b'* en lisant P au lieu de P_g et S au lieu de S_g.

On remarquera que pour A supérieur à 48°, l'inclinaison de l'onde réfractée issue de l'onde P est plus petite que celle issue de l'onde S. Pour les valeurs de A plus petites que 48°, la plus petite valeur de *b'* correspond à l'onde P ou à l'onde S selon l'incidence de ces ondes.

On se reportera au schéma des rayons séismiques P et S pour déterminer la distance et la profondeur du foyer qui sont fonction de l'incidence i. On notera à ce sujet que dans le cadre de cette étude, *aucune profondeur de foyer n'est privilégiée.*

Quant aux ondes $S.P_g$ que nous avons envisagées, leur incidence i peut varier de 0 à 90°. Les valeurs de b' seront lues, sur les graphiques précédents, sur les courbes P_g. On notera que pour un foyer donné on a b' $(S.P_g) < b'$ (P).

Modèle 2.

Les résultats sont donnés sous forme de graphiques (fig. 14).

Dans cette étude, l'angle d'incidence i, c'est l'angle du rayon terrestre (la verticale) et du rayon séismique avant réfraction dans la couche sédimentaire, et ceci à seule fin que les résultats obtenus avec ce modèle soient directement comparables à ceux qui ont été obtenus précédemment.

Partons d'ondes P et S dans la couche granitique, d'incidence i variable de 0 à 90°. Par réfraction dans la couche sédimentaire une onde P donne une onde P (onde P, représentée en trait plein sur les graphiques) et une onde S (onde PS, courbe en pointillé). De la même façon une onde S conduit à une onde S (onde S, courbe en trait discontinu) et à une onde P (onde SP, courbe en traits et points). Ces différentes courbes donnent les valeurs correspondantes de b' en fonction de i.

Foyer superficiel

On voit que : (en appelant M_1 : modèle 1, M_2 : modèle 2)

b' (P) $M_2 > b'$ (P_g) M_1

b' (S) $M_2 > b'$ (S_g) M_1

b' (SP) $M_2 = b'$ (S_g) M_1

b' (PS) M_2 conduit aux plus grandes valeurs pour M_2 et est supérieur aux plus grandes valeurs de M_1, pour une même valeur de A.

En résumé les plus petites valeurs de $b'.M_2$ sont données par l'onde S.P et ces valeurs sont égales à celles que nous avons obtenues à partir des ondes S_g du modèle 1.

Ondes P_n et S_n

On lira pour $i = 48°$ les valeurs de b' des quatre ondes issues de P_n et de S_n.

On a : b' (SP) $M_2 = b'$ (S_n) M_1.

Pour les autres ondes, pour $A > 20°$, on a b' $(M_2) > b'$ (M_1).

Modèle 3.

De même que pour le modèle 2, on trouvera les résultats sous forme de courbes et de façon analogue (fig. 15).

Cette structure 3 conduit à des angles b' légèrement inférieurs à ceux qui sont obtenus pour la structure 2, en précisant toutefois que b' (SP) $M_3 = b'$ (SP) $M_2 = b'$ (S_g) M_1. (Ceci n'est dû qu'au choix des milieux, c'est-à-dire des vitesses respectives dans les couches granitique et sédimentaire des ondes S et P).

De ces différentes structures on peut dire que les plus petites valeurs de b' sont données, par la structure 1 talus granitique, puis par un talus sédimentaire recouvrant une couche granitique présentant un pendage important de sa partie supérieure (structure 3), et enfin par la structure 2.

FOYER SOUS-OCÉANIQUE

Les courbes b' ($a = o$, b, k, A) ont montré que, pour des angles b plus petits que — 90°, on pouvait obtenir des ondes réfractées d'inclinaison b' inférieure à 90°. Ces ondes après réfraction se propagent donc dans la mer, dans la direction d'où elles sont venues au cours de leur propagation continentale. Nous sommes ainsi naturellement conduits à considérer les foyers sous-océaniques.

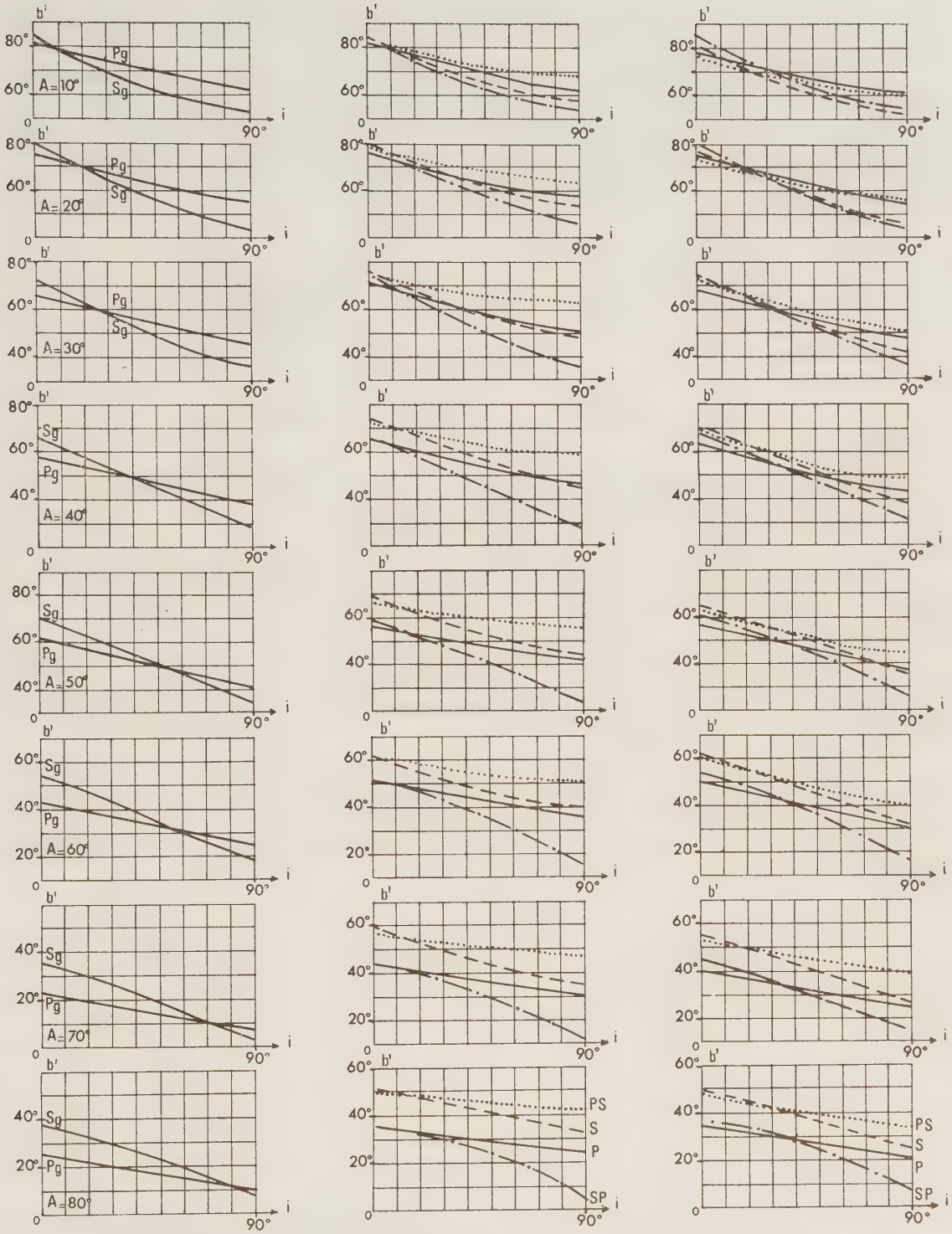


FIG. 13, 14 ET 15. — Inclinaison b' du rayon réfracté dans la mer, en fonction de l'incidence i des ondes continentales, dans le cas d'une section droite, et pour les trois structures du talus

L'étude de la réfraction des ondes issues d'un foyer sous-océanique ne peut être qu'imprécise par suite de nos connaissances incertaines de la constitution de la croûte à quelque distance du talus, en direction de la mer profonde.

On trouvera (fig. 16), un schéma de structure extrêmement simplifié. On peut admettre qu'au droit du talus où les réfractions ont lieu, la croûte présente un caractère granitique dominant. Nous prendrons VP = 6 km/s. A une distance telle que la mer ait une profondeur supérieure à 4.000 mètres, la croûte serait de type océanique. (VP = 6,5 à 7 km/s ; discontinuité de Mohorovičić à 10 km au-dessous du niveau de la mer). En ce qui concerne la région intermédiaire on ne possède que peu de données précises.

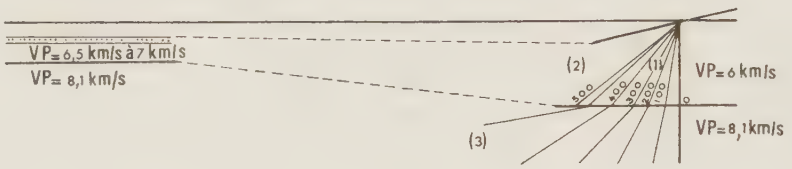


FIG. 16. — Modèle 1. Talus granitique. Foyer sous-océanique.

On peut cependant considérer quatre régions quant à la propagation des ondes séismiques :

— Région 1 : Foyer dans la croûte à proximité immédiate du talus. Les ondes P_g et S_g ont un angle d'incidence compris entre 0 et 50° environ.

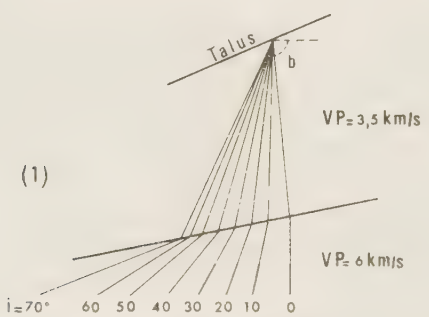
— Région 2 : Région de transition de la croûte, du type continental au type océanique. On ne peut préciser les incidences des ondes directes. On peut admettre que les ondes P_n et S_n quant elles existent, ont une incidence voisine de 50°.

— Région 3 : Foyer profond, l'incidence des ondes P et S est comprise entre 0 et 50° environ.

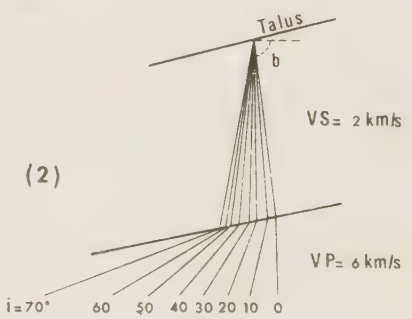
— Région 4 : Foyer dans la croûte sous océanique. On ne peut rien dire sur les ondes directes et admettre la possibilité d'incidence voisine de 50° pour les ondes P_n et S_n et inférieure pour des P et des S, selon les distances épicentrales

On trouvera fig. 17.1.2 et 18.1.2 les schémas de réfraction et tableaux de valeurs dans l'hypothèse d'une couche sédimentaire recouvrant une couche granitique présentant un certain pendage en direction de la mer. Ces structures sont identiques aux modèles 2 et 3 envisagés précédemment.

Dans les limites de ces hypothèses il est possible de connaître l'inclinaison du rayon réfracté dans la mer.



i°	0	10	20	30	40	50	60	70°
b°	-86	-92	-97	-102	-106	-110	-113	-115°



i°	0	10	20	30	40	50	60	70°
b°	-83	-86	-89	-92	-95	-97	-98	-99°

FIG. 17. — Modèle 2. Talus sédimentaire. Foyer sous-océanique. Ondes PP, SS et PS

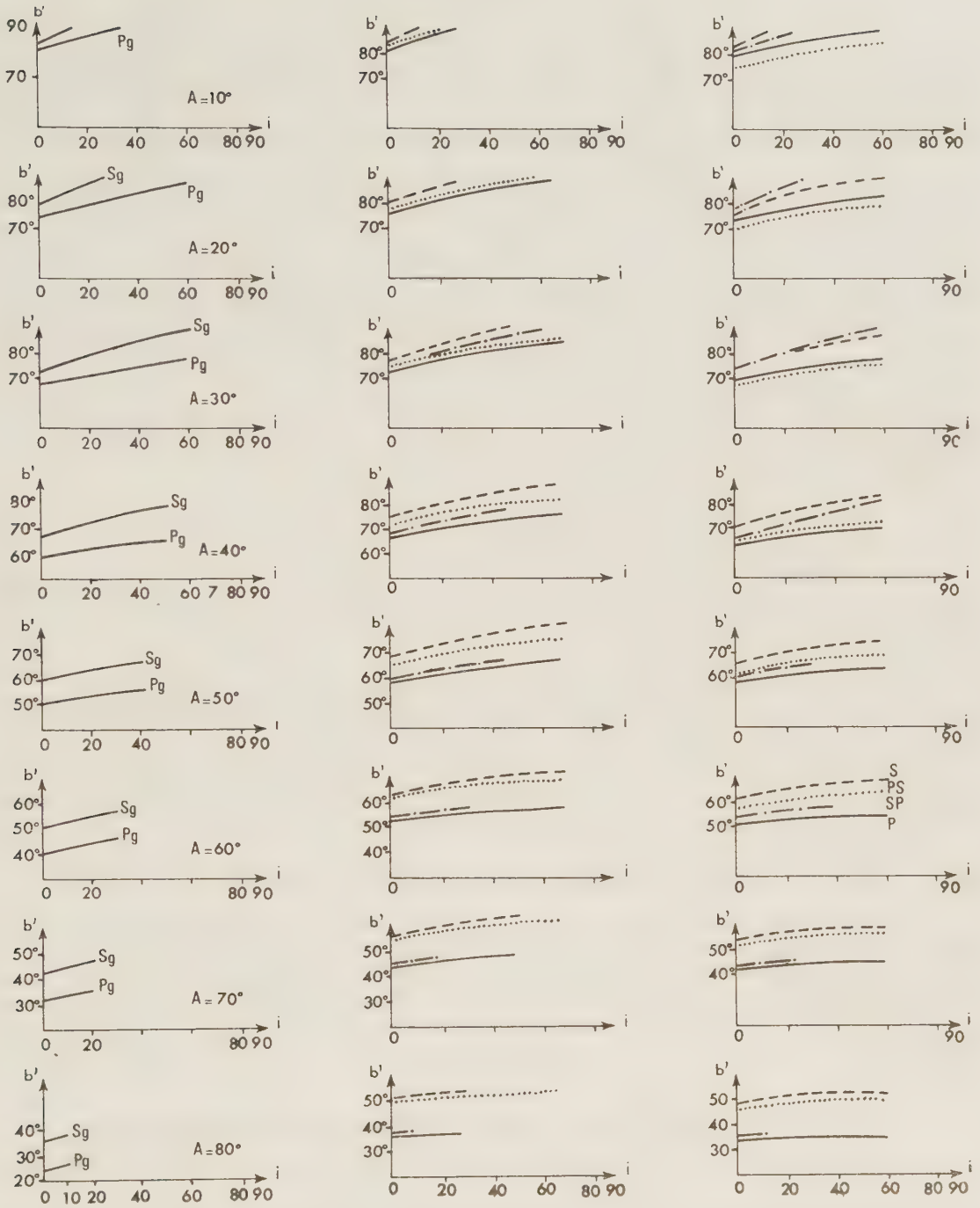
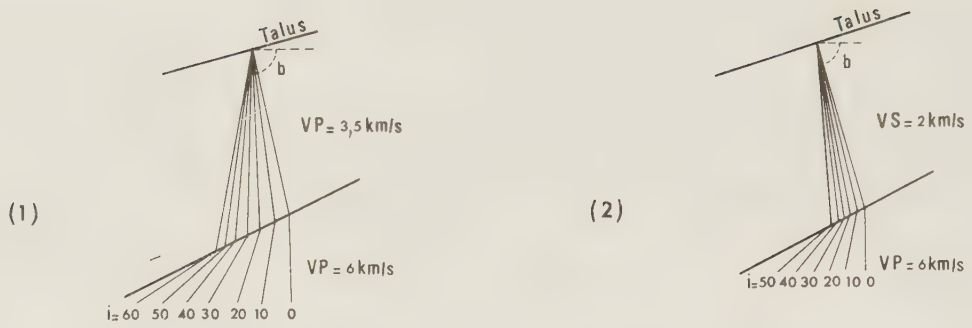


FIG. 19, 20 ET 21. — Inclinaison b' du rayon réfracté dans la mer en fonction de l'incidence i des ondes, dans le cas d'une section droite et pour les trois structures du talus. Foyer sous-océanique



i°	0	10	20	30	40	50	60°
b°	-79	-84	-89	-93	-96	-99	-101°

i°	0	10	20	30	40	50	60°
b°	-73	-76	-78	-81	-83	-84	-84°

FIG. 18. — Modèle 3. Talus sédimentaire. Foyer sous-océanique. Ondes PP, SS et PS

Inclinaison du rayon réfracté dans la mer, dans le cas d'un foyer sous-océanique.

On trouvera les résultats sous forme de graphiques.

fig. 19 : talus granitique. Modèle 1.

fig. 20 : talus sédimentaire. Modèle 2.

fig. 21 : talus sédimentaire. Modèle 3.

Pour différentes valeurs de A, pente du talus, (variant de 10° en 10°), en ordonnées sont portées les valeurs de b' (limitées à 90°) relatives aux différentes ondes possibles. En abscisses sont portées les valeurs de i, angle d'incidence en degrés.

Remarques sur les courbes obtenues.

Dans le cas d'un foyer sous-océanique les valeurs les plus petites de b' sont données par la réfraction d'onde P, si ce n'est pour $A \leqslant 30°$ environ, modèle 3, où ce sont les ondes PS qui conduisent aux plus petites valeurs de b'.

Des structures 1, 2 et 3, les plus petites valeurs de b' sont données par la structure 1 : talus granitique. On remarquera aussi que dans le cas d'un talus granitique les incidences admettent une limite supérieure, plus petite, que dans le cas d'un talus de structure 2 ou 3.

ONDES GUIDÉES DANS LA CROUTE. ONDES T

Si l'on se reporte aux courbes b' (A, $a = o, b, k$) (fig. 6), on remarque que, pour une pente donnée du talus et pour certaines valeurs de k, les plus petites valeurs de b' (en valeur absolue) correspondent à des valeurs de b positives (c'est-à-dire à des ondes continentales qui s'éloignent de la surface). On pourrait donc envisager la réfraction d'ondes continentales réfléchies à la surface et d'ondes guidées dans la croûte. Nous rappellerons que D.-H. SHURBET et M. EWING attribuent à des transformations L_g.T, des ondes T enregistrées aux Bermudes en provenance d'un séisme du Canada [4].

5. — ONDES RÉFRACTÉES DANS LA MER D'INCLINAISON INFÉRIEURE À 12°.

Les courbes b' (A, i), donnant, pour différentes structures du talus, en fonction de sa pente et pour une section droite, l'inclinaison des ondes réfractées dans la mer issues d'ondes P et S, montrent que des pentes égales ou supérieures à 80° seraient nécessaires ainsi que des incidences égales ou supérieures à 75° pour que l'inclinaison des ondes réfractées soit au plus égale à 12°.

Il résulte de ceci que la propagation océanique des ondes T (par le Sofar ou par une propagation par modes normaux) ne peut s'établir, à partir de la réfraction simple d'ondes continentales dans la mer, que dans les limites que nous venons de préciser ; ces conditions ne semblent remplies dans aucun des cas particuliers que nous avons étudiés.

CHAPITRE XII

1. — SCHÉMA S_1 DE RÉFRACTION D'ONDES CONTINENTALES DANS LA MER, SUIVIE D'UNE RÉFLEXION SOUS LA SURFACE DE LA MER ET D'UNE RÉFLEXION SUR LE TALUS, TEL QUE L'INCLINAISON SOIT AU PLUS ÉGALE À 12°.

Dans l'exposé des études expérimentales de propagation d'ondes sonores dans la mer, M. EWING et J. L. WORZEL [17] signalent que les ondes qui se propagent par réflexions successives sous la surface et sur le fond de l'océan sont susceptibles d'être captées par des hydrophones jusqu'à une distance de 370 km (200 miles). Au-delà, ces ondes, ne sont plus décelables.

Dans le cas où le fond de la mer est horizontal, l'angle du rayon incident et du rayon réfléchi reste égal, au cours des réflexions successives. Si le fond de la mer présente une pente, l'angle du rayon incident et du rayon réfléchi varie d'une réflexion à l'autre. De sorte que, si l'on considère une source sonore placée à une profondeur inférieure à celle de l'axe du Sofar, certains rayons par réflexions successives peuvent avoir, à la profondeur de l'axe du Sofar, une inclinaison inférieure à l'angle limite qui détermine la propagation Sofar et, de ce fait, poursuivre leur propagation par ce canal.

On a vu que la propagation par modes normaux est susceptible de s'établir si l'inclinaison des rayons est au plus égale à 13°. Le même schéma de transformation peut donc être retenu dans les deux cas, une condition supplémentaire, relative à la profondeur de la réflexion sur le talus, étant requise pour une propagation ultérieure par le canal Sofar.

Ce schéma de propagation a été décrit par I. TOLSTOY et M. EWING (1950) et est rappelé par ALLEN-R. MILNE [21].

Nous envisagerons une propagation Sofar, étant entendu que les solutions géométriques seront applicables au cas d'une propagation par modes normaux, la condition de profondeur de la réflexion sur le talus n'intervenant plus alors.

Il est commode de traiter le problème en partant non pas de la source sonore ou d'ondes continentales réfractées dans la mer, mais d'ondes Sofar abordant un talus de pente A.

Considérons un talus sous-marin de pente A au voisinage de la profondeur de l'axe du Sofar (1.500 m) et l'ensemble des ondes Sofar, qui sont limitées par leur inclinaison au plus égale à 12°. Ces ondes subissent une réflexion (partielle ou totale) sur le talus, qui les dirige vers la surface de la mer où elles subissent à nouveau une réflexion les renvoyant vers le fond, qu'elles abordent avec une inclinaison qui dépend de la pente du talus et de l'inclinaison initiale de l'onde considérée.

Nous avons tracé (fig. 22) les trajets de ces rayons, pour des pentes du talus égales à 10, 15, 20, 25, 30, 40 et 50°. Pour des pentes supérieures la totalité des ondes Sofar est réfléchie en direc-

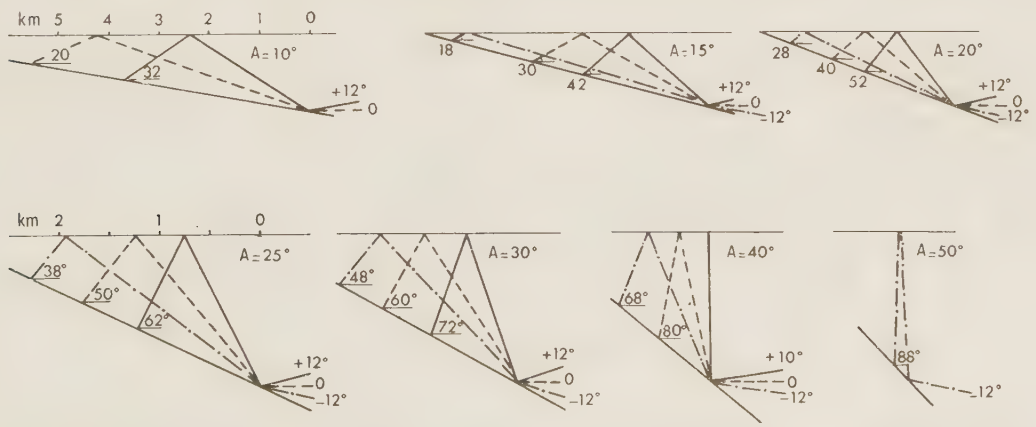


FIG. 22. — Réflexions successives sur le talus et sous la surface de la mer. Détermination de l'inclinaison b' des ondes océaniques susceptibles de conduire, selon le schéma S_1, à des inclinaisons au plus égales à 12°

tion de la mer profonde, ce qui ne présente pas d'intérêt ici. En trait plein est représentée l'onde Sofar d'inclinaison initiale égale à + 12°. En trait discontinu celle d'inclinaison nulle et en traits et points l'onde Sofar d'inclinaison égale à — 12°. Après réflexion sur le fond et à la surface de l'océan, ces rayons présentent une inclinaison inscrite en bout de leur propagation. Nous avons supposé que la propagation s'effectuait par segments rectilignes.

Nous supposerons de plus que la pente du talus aux points de réfraction des ondes continentales dans la mer n'est pas nécessairement la même que la pente du talus au point de réflexion à la profondeur du Sofar. On peut alors, pour une pente A Sofar donnée, préciser à l'aide des graphiques *b'* (A*i*) les pentes du talus de réfraction AR et les incidences des ondes continentales qui sont susceptibles de donner lieu, après transformation, à des ondes Sofar.

Pour chacune des trois structures de la croûte, on trouvera (tableau I) pour les pentes A Sofar variant de 10 en 10° ainsi que les pentes des talus de réfraction AR, la nature des ondes et leurs incidences *i* susceptibles de donner lieu à une propagation Sofar.

FIG. 23. — Schéma S_1 de transformation. Talus granitique. La nature des ondes continentales et leurs incidences limites sont données en fonction des pentes des talus de réflexion AS et de réfraction AR

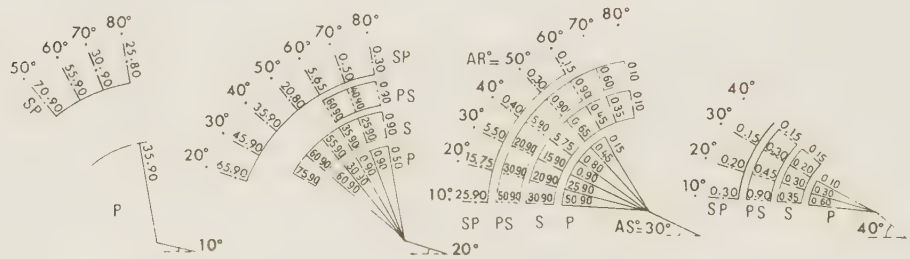


FIG. 24. — Talus sédimentaire. Modèle 2

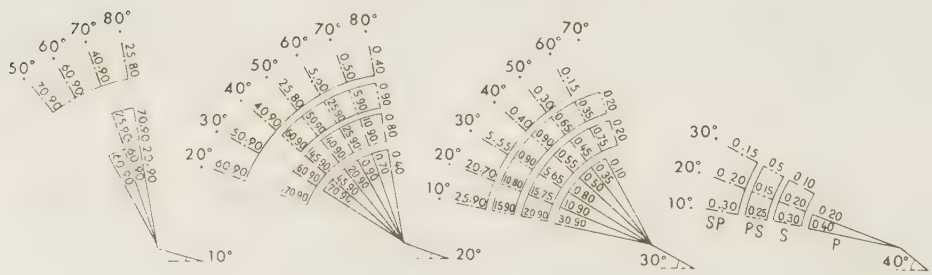


FIG. 25. — Talus sédimentaire. Modèle 3

Le tableau II, donne les incidences vraies et limites des ondes continentales pour les pentes A Sofar de réflexion et AR de réfraction ; (angle de l'onde et de la normale au talus de réfraction. Le signe — indique que l'onde est en dessous de la normale, le signe + au-dessus).

TABLEAU I

Modèle 1.

A° Sofar	b'°	Onde	AR = 10° j°	AR = 20° j°	AR = 30° j°	AR = 40° j°	AR = 50° j°	AR = 60° j°	AR = 70° j°	AR = 80° j°
10	10 à 32	P						60 à 90	10 à 90	0 à 90
		S					70 à 90	60 à 90	45 à 90	25 à 90
20	28 à 52	P		70 à 90	70 à 90	40 à 90	0 à 90	0 à 65	0 à 30	
		P		70 à 90	48 à 90	38 à 90	24 à 80	8 à 65	0 à 50	0 à 35
30	48 à 72	P	50 à 90	15 à 90	5 à 90	0 à 45	0 à 10			
		S	30 à 90	15 à 75	5 à 55	0 à 45	0 à 30	0 à 15		
40	68 à 90	P	0 à 60	0 à 15						
		S	0 à 35	0 à 25	0 à 15					
50	88 à 90	P								
		S								

Modèle 2.

10	10 à 32	P								35 à 90
		S								
		PS								
		SP					70 à 90	55 à 90	30 à 90	25 à 80
20	28 à 52	P				60 à 90	30 à 90	0 à 90	0 à 90	0 à 50
		S			75 à 90	60 à 90	55 à 90	35 à 90	25 à 90	0 à 90
		PS						60 à 90	40 à 90	0 à 90
		SP		65 à 90	45 à 90	35 à 90	20 à 80	5 à 65	0 à 50	0 à 30
30	48 à 72	P	50 à 90	25 à 90	0 à 90	0 à 80	0 à 45	0 à 15		
		S	30 à 90	20 à 90	15 à 90	5 à 75	0 à 65	0 à 45	0 à 35	0 à 10
		PS	50 à 90	30 à 90	20 à 90	5 à 90	0 à 90	0 à 90	0 à 60	0 à 10
		SP	25 à 90	15 à 75	5 à 50	0 à 40	0 à 30	0 à 15		
40	68 à 90	P	0 à 60	0 à 30	0 à 10					
		S	0 à 35	0 à 30	0 à 20	0 à 15				
		PS	0 à 90	0 à 45	0 à 30	0 à 15				
		SP	0 à 30	0 à 20	0 à 15					
50	88 à 90	P,S, PS,SP,								

Modèle 3.

10	10 à 32	P							60 à 90	20 à 90
		S							75 à 90	70 à 90
		SP					70 à 90	60 à 90	40 à 90	25 à 80
20	28 à 52	P			70 à 90	45 à 90	20 à 90	0 à 90	0 à 70	0 à 40
		S		70 à 90	60 à 90	45 à 90	40 à 90	25 à 90	10 à 90	0 à 80
		PS				60 à 90	50 à 90	25 à 90	5 à 90	0 à 90
		SP		60 à 90	50 à 90	40 à 90	25 à 80	5 à 60	0 à 50	0 à 40
30	48 à 72	P	30 à 90	10 à 90	0 à 80	0 à 50	0 à 35	0 à 10		
		S	20 à 90	15 à 75	5 à 65	0 à 55	0 à 45	0 à 35	0 à 20	
		PS	15 à 90	10 à 90	0 à 90	0 à 90	0 à 65	0 à 35	0 à 20	
		SP	25 à 90	20 à 70	5 à 55	0 à 40	0 à 30	0 à 15		
40	68 à 90	P	0 à 40	0 à 20						
		S	0 à 30	0 à 20	0 à 10					
		PS	0 à 25	0 à 15	0 à 5					
		SP	0 à 30	0 à 20	0 à 15					
50	88 à 90	P,S, PS,SP,								

TABLEAU II

ANGLE D'INCIDENCE SUR LE TALUS DE REFRACTION

Modèle 1

A° Sofar	Onde	AR = 10°	AR = 20°	AR = 30°	AR = 40°	AR = 50°	AR = 60°	AR = 70°	AR = 80°
10	P						0 + 30	− 60 + 20	− 80 + 10
	S					+ 20 + 40	0 + 30	− 25 + 20	− 55 + 10
20	P			+ 40 + 60	0 + 50	− 50 + 40	− 60 + 5	− 70 − 40	
	S		+ 50 + 70	+ 18 + 60	− 2 + 50	− 26 + 30	− 52 + 5	− 70 − 20	− 80 − 45
30	P	+ 40 + 80	− 5 + 70	− 25 + 60	− 40 + 5	− 50 − 40			
	S	+ 20 + 80	− 5 + 55	− 25 + 25	− 40 + 5	− 50 − 20	− 60 − 45		
40	P	− 10 + 50	− 20 − 5						
	S	− 10 + 25	− 20 + 5	− 30 − 15					

Modèle 2.

10	P								− 55 − 34
	SP					+ 20 + 40	− 5 + 30	− 40 + 20	− 55 0
20	P				− 4 + 6	− 28 − 4	− 56 − 14	− 66 − 24	− 76 − 48
	S			+ 11 + 16	− 4 + 6	− 16 − 4	− 35 − 14	− 51 − 24	− 76 − 34
	PS						− 35 − 31	− 51 − 41	− 73 − 51
	SP		+ 45 + 70	+ 15 + 60	− 5 + 50	− 30 + 30	− 55 + 5	− 70 − 20	− 80 − 50
30	P	+ 22 + 36	− 1 + 26	− 26 + 16	− 36 + 3	− 46 − 20	− 56 − 47		
	S	+ 12 + 36	− 4 + 26	− 17 + 16	− 33 0	− 46 − 12	− 56 − 30	− 66 − 45	− 76 − 70
	PS	+ 12 + 19	− 4 + 9	− 17 0	− 31 − 11	− 43 − 21	− 53 − 31	− 63 − 45	− 73 − 70
	SP	+ 15 + 80	− 5 + 55	− 5 + 20	− 40 0	− 50 − 20	− 60 − 45		
40	P	− 6 + 26	− 16 + 2	− 26 − 20					
	S	− 6 + 15	− 16 + 2	− 26 − 14	− 36 − 27				
	PS	− 3 + 19	− 13 0	− 23 − 14	− 33 − 29				
	SP	− 10 + 20	− 20 0	− 30 − 15					

Modèle 3.

10	P							− 26 − 13	− 58 − 23
	S							− 19 − 13	− 31 − 23
	SP					+ 20 + 40	0 + 30	− 30 + 20	− 55 0
20	P			+ 19 + 27	− 3 + 17	− 28 + 7	− 49 − 3	− 59 − 21	− 69 − 49
	S		+ 29 + 37	+ 14 + 27	− 3 + 17	− 16 + 7	− 35 − 3	− 54 − 13	− 69 − 27
	PS				− 4 + 13	− 17 − 7	− 35 − 17	− 54 − 17	− 67 − 37
	SP		+ 40 + 70	+ 20 + 60	0 + 50	− 25 + 30	− 55 0	− 70 − 20	− 80 − 40
30	P	+ 18 + 47	− 4 + 37	− 19 + 23	− 29 − 1	− 39 − 19	− 49 − 44		
	S	+ 12 + 47	− 1 + 21	− 16 + 16	− 29 + 2	− 39 − 14	− 49 − 29	− 59 − 48	
	PS	+ 11 + 33	0 + 23	− 17 + 13	− 27 + 3	− 37 − 13	− 47 − 31	− 57 − 47	
	SP	+ 15 + 80	0 + 50	− 25 + 25	− 40 0	− 50 − 20	− 60 − 45		
40	P	+ 1 + 24	− 9 + 2						
	S	+ 1 + 18	− 9 + 2	− 19 − 14					
	PS	+ 3 + 15	− 7 + 2	− 17 − 13					
	SP	− 10 + 20	− 20 0	− 30 − 15					

Energie transmise dans la mer.

J. COULOMB [20] cite les travaux de KNOTT traitant de la réfraction d'ondes planes P ou SV tombant sur la surface de séparation entre un solide et un liquide et les complète. Nous reproduisons le tableau qui indique la portion F de l'énergie transmise dans le cas suivant :

$$V(P)/V(S) = \sqrt{3}\ ;\ V(S)/V = 1{,}51\ ;\ d = 3,$$

où V(P) est la vitesse des ondes P dans le fond, V(S) la vitesse des ondes S, V la vitesse du son dans la mer, d la densité relative du fond par rapport à l'eau de mer.

P incidence dans le fond

Angle d'incidence	0	10°	20°	30°	40°	50°
Angle de réfraction	0	3°49'	7°32'	11°2'	14°15'	17°4'
F en %	40	40	37	33	29	24
	60°	70°	80°	89°	90°	
	19°22'	21°5'	22°9'	22°31'	22°31'	
	21	19	18	07	0	

SV incidence dans le fond

Angle d'incidence	0°	10°23'	21°47'	30°00'	34°39'	35°16'	35°16'	36°00'	40°
Angle de réfraction	0°	7°32'	14°15'	19°22'	22° 9'	22°31'	22°31'	22°56'	25°14'
F en %	00	4	13	21	18	7	00	(42)	(54)
	50°	60°	70°	80°	85°	89°	89°45'	90°	
	30°33'	35° 4'	38°34'	40°47'	41°23'	41°33'	41°33'	41°33'	
	(50)	(49)	(48)	(37)	(17)	(04)	(01)	(00)	

En prenant pour V, vitesse du son dans la mer, la valeur de 1.500 m/s, on a V(S) = 2,2 km/s et V(P) = 3,9 km/s. Ces valeurs sont très voisines de celles que nous avons prises comme vitesses des ondes S et P respectivement, dans la couche de type sédimentaire. [V(P) = 3,5 km/s et V(S) = 2 km/s].

Nous avons tracé (fig. 26), pour le modèle de structure 2, les courbes représentatives de l'énergie transmise dans la mer, F %, pour différents couples de valeurs des pentes des talus de réfraction AR et de réflexion AS. En abscisses sont portées les incidences i des ondes (angle de l'onde et de la verticale avant réfraction dans la couche sédimentaire) et en ordonnées le pourcentage de l'énergie transmise.

L'énergie relative : aux ondes P est représentée en trait plein ;
— aux ondes S — en trait discontinu ;
— aux ondes PS — en pointillé ;
— aux ondes SP — en traits et points.

Si l'on se reporte aux schémas S.1 (fig. 22) de réflexion des ondes sous la surface et sur le talus on remarque que, pour une pente du talus égale à 40°, les rayons qui conduisent aux inclinaisons positives (de 0 à 12°) ultérieures, ne subissent pas une réflexion totale sur le talus sédimentaire. Pour des vitesses V(P) = 3,5 km/s et V(S) = 2 km/s, les angles d'incidence de ces ondes sont inférieurs à l'angle critique de réflexion totale. Pour une incidence inférieure à 48° il y a réfraction d'ondes S dans le talus.

Ce schéma de propagation est donc à considérer pour des pentes de talus de réflexion inférieures à 40°. (Pour une pente AS de 30°, le rayon d'inclinaison + 12° a une incidence égale à l'angle critique de réflexion totale).

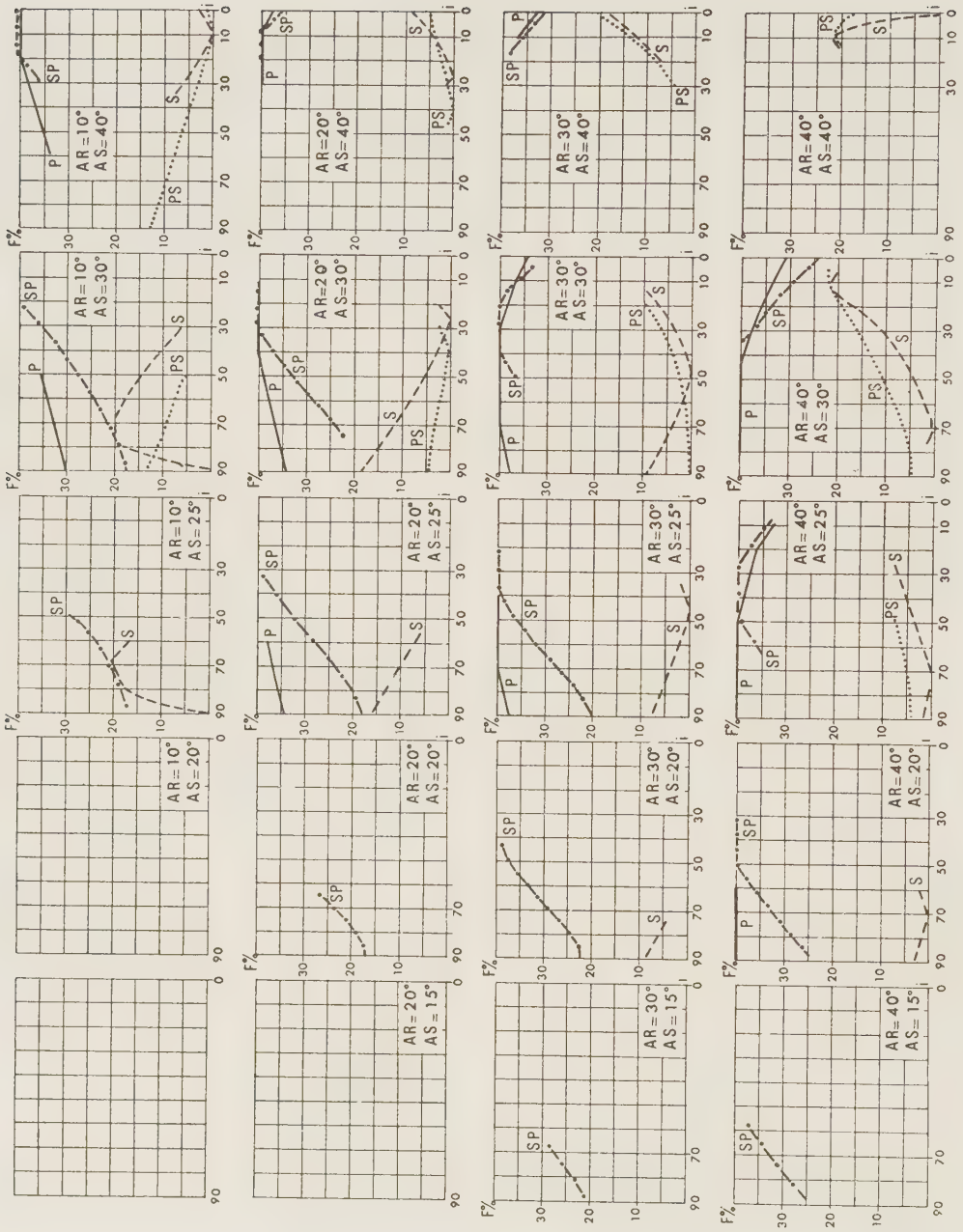


FIG. 26. — Courbes de l'énergie transmise dans la mer dans le cas d'un talus sédimentaire. Modèle 2, selon le schéma S_1 de transformation

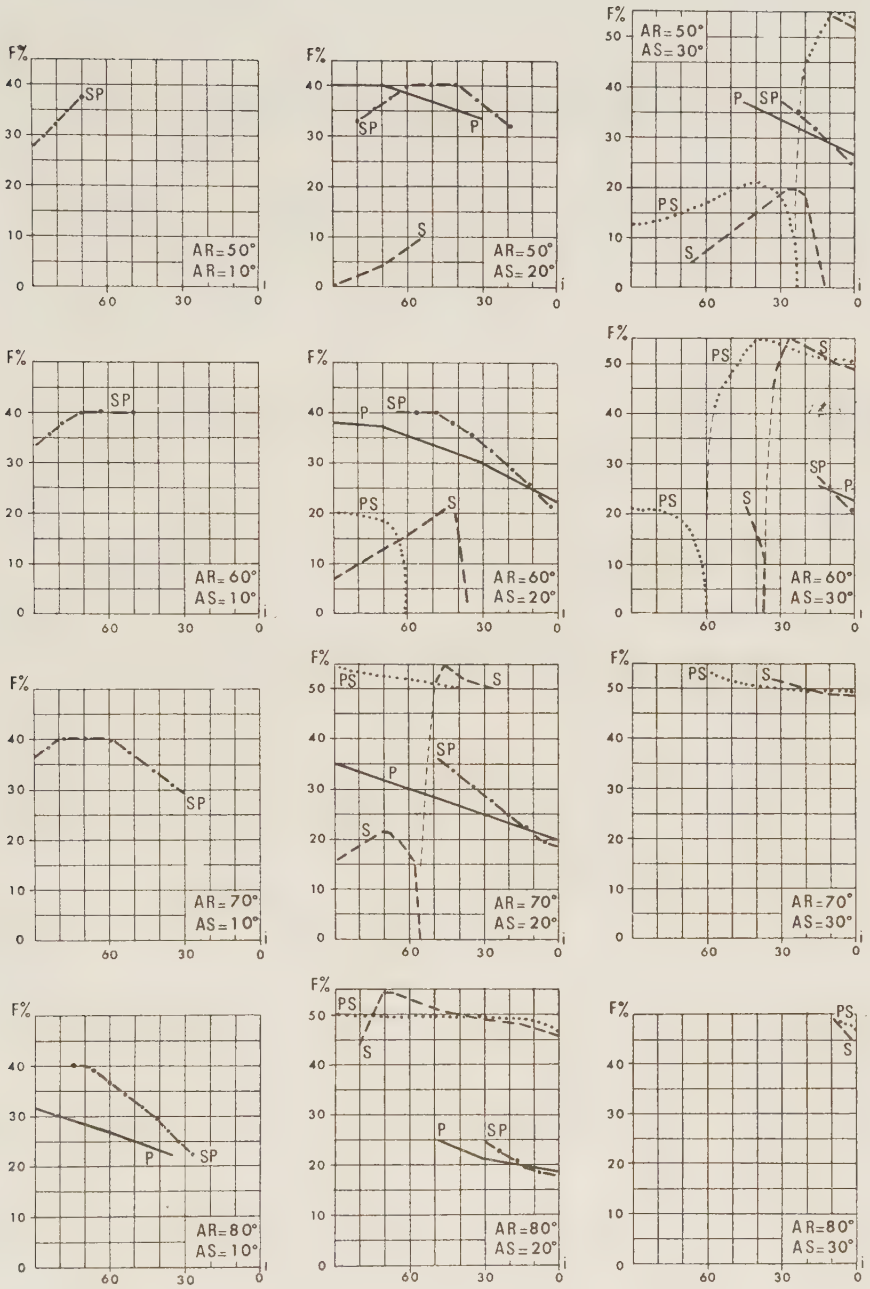

F%
AR=50°
AR=10°
AR=50°
AS=20°
AR=50°
AS=30°
AR=60°
AS=10°
AR=60°
AS=20°
AR=60°
AS=30°
AR=70°
AS=10°
AR=70°
AS=20°
AR=70°
AS=30°
AR=80°
AS=10°
AR=80°
AS=20°
AR=80°
AS=30°
SP
P
S
PS
i

FIG. 26. — (Suite)

L'hypothèse d'une réflexion intermédiaire sous la surface de la mer et d'une réflexion sur le talus conduit donc, théoriquement, à des possibilités de propagation Sofar et par modes normaux. Nous tenterons ultérieurement de préciser les valeurs admissibles des pentes des talus. On peut noter le rôle prépondérant, dans de nombreux cas, des ondes S, mais sous la forme d'ondes SP : onde S dans la couche de type granitique, se réfractant en onde P dans les sédiments.

2. — SCHÉMA S_2. PROPAGATION COMPRENANT DEUX RÉFLEXIONS SOUS LA SURFACE DE LA MER ET DEUX RÉFLEXIONS SUR LE TALUS.

Application au Sofar dans le cas d'une section droite. Talus unique.

Nous avons tracé (fig. 27), pour des pentes de talus égales à 5, 10, 15, 20 et 25° le faisceau d'ondes Sofar abordant ces talus, afin de définir les inclinaisons des rayons à considérer.

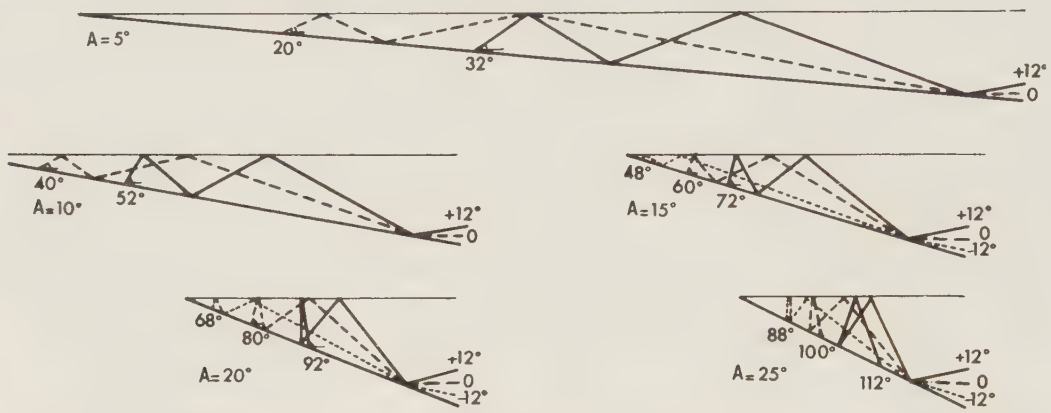


FIG. 27. — Réflexions successives sur le talus et sous la surface de la mer, selon le schéma S_2 de transformation. Détermination des inclinaisons initiales b' des ondes océaniques

Si on se reporte aux courbes b' (A, i) relatives au modèle de structure 2, on constate que des pentes inférieures à 10° ne conduisent à aucune possibilité de propagation Sofar. Pour une pente de 20°, les possibilités existent pour les ondes P et SP d'incidences voisines de la verticale. Mais les réflexions sur le talus ne sont pas totales : il y a réfraction d'ondes S dans le talus pour toutes les ondes et d'ondes P pour certaines d'entre elles.

Les seules possibilités se réduisent au cas où la pente du talus est voisine de 15°. On trouvera pour cette valeur les courbes b' (15°, P, S, PS, SP) (fig. 28.1) et les courbes de pourcentage F % de

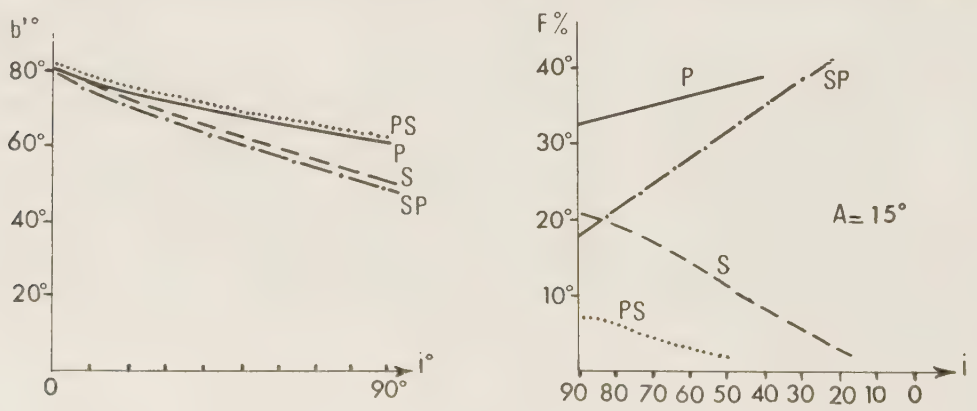


FIG. 28

1) Inclinaison b' des rayons réfractés dans la mer pour une pente du talus de 15°. Modèle 2.
2) Courbes de l'énergie transmise dans la mer dans le cas d'un talus sédimentaire. Modèle 2, selon le schéma S_2 de transformation

l'énergie transmise en fonction de l'incidence des ondes et pour les ondes P, S, PS, SP (fig. 28.$_2$). On remarque, de nouveau, l'importance des ondes S sous la forme d'ondes SP.

Le schéma S_2 pour une pente de 25° conduit à des ondes issues de foyers sous-océaniques. On doit noter cependant que les premières réflexions sur le talus ne sont pas totales.

Association de talus.

De toutes les possibilités d'association de talus, nous n'indiquerons que celles où l'on suppose l'existence d'un talus de réfraction des ondes continentales suivi d'un talus de réflexion. On obtient alors les possibilités suivantes :

Pente du talus de réflexion	Pente du talus de réfraction				
5°	50° (SP) 80° (P)				80°
10°	de 30° à 80° (SP)				
	de 40° à 80° (P)				
	⩾ 40° (PS)				
	⩾ 70° (PS)			60°	70°
15°	de 10 à 60°	15°	20°	30°	40°

Dans la dernière colonne sont portées les valeurs de AR les plus favorables. On voit qu'une pente du talus de réflexion de 15° ne fait intervenir que des pentes raisonnables de talus de réfraction.

3. — SCHÉMA S_3. RÉFRACTION DES ONDES CONTINENTALES, SUIVIE DE TROIS RÉFLEXIONS SOUS LA SURFACE DE LA MER ET DE TROIS RÉFLEXIONS SUR LE TALUS.

Application au Sofar.

Par généralisation de la méthode on obtient les possibilités de propagation Sofar, pour des pentes de talus égales à 5, 10 et 15° (fig. 29).

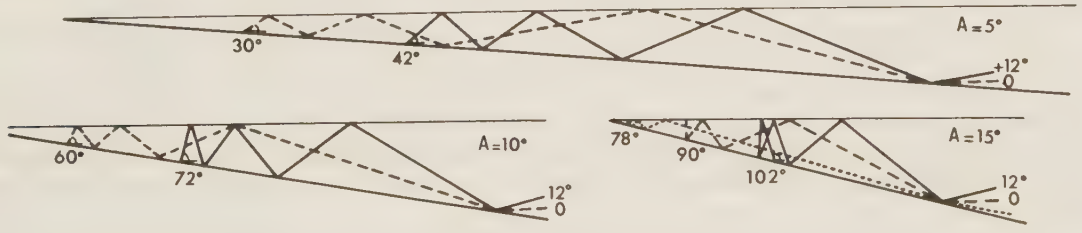


FIG. 29. — Réflexions successives sur le talus et sous la surface de la mer selon le schéma S_3

Pente du talus de 10° (pente uniforme). Les ondes conduisant aux rayons d'inclinaison comprise entre 0 et + 12° présentent des angles d'incidences, aux points de réflexion sur le talus, inférieurs aux angles de réflexion totale. Il y a réfraction dans le talus. Les possibilités se réduisent donc aux ondes d'inclinaison initiale comprise entre 30° et 50° environ. Les courbes *b'* (10°, P, S, PS, SP) ne donnent pas de possibilité.

Pente du talus égale à 5° : Les réfexions sur le talus sont totales. Les inclinaisons initiales (de 15 à 42°) ne peuvent être obtenues à partir d'un talus de pente uniforme égale à 5°.

Pente du talus de 15°. Ce serait le cas de foyers sous-océaniques. Les premières réflexions sur le talus ne sont cependant pas totales.

Association de talus.

Nous nous limiterons, de même que précédemment, au cas d'un talus de réfraction et d'un talus de réflexion. On obtient les possibilités suivantes :

Pente du talus de réflexion	Pente du talus de réfraction
5°	SP : AR $\geqslant$ 30° P : AR $\geqslant$ 50° S : AR $\geqslant$ 60°
10°	SP : AR $\geqslant$ 20° P : AR $\geqslant$ 30° S : AR $\geqslant$ 30° PS : AR $\geqslant$ 60°

On retiendra de ce tableau le schéma correspondant à une pente de talus de réflexion de 10°, pour lequel les pentes du talus de réfraction sont relativement les plus petites (20 et 30°).

4. — SCHÉMA S_4. RÉFRACTION DES ONDES CONTINENTALES, SUIVIE DE QUATRE RÉFLEXIONS SOUS LA SURFACE DE L'OCÉAN ET DE QUATRE RÉFLEXIONS SUR LE TALUS.

Nous donnons à titre d'indication les schémas de propagation pour des pentes de 5 et 10° (fig. 30).

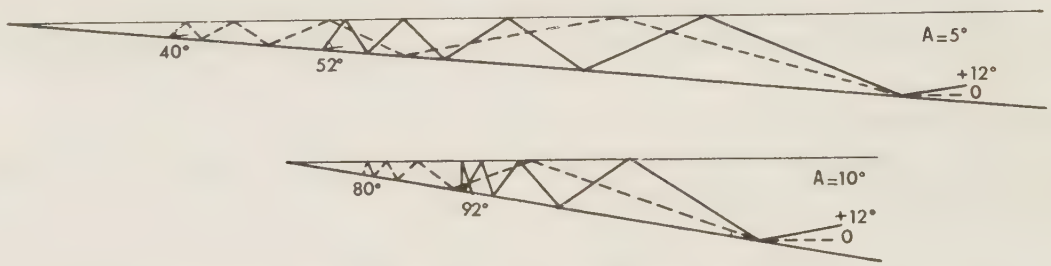


FIG. 30. — Réflexions successives sur le talus et sous la surface de la mer selon le schéma S_4

Pour une pente uniforme de 5°, les courbes *b'* (5°, P, S, PS, SP) montreraient que, par réfraction, les ondes continentales ne peuvent donner les inclinaisons nécessaires. Si on se limite à l'onde d'inclinaison finale nulle, pour laquelle les réflexions sur le talus sont totales, des pentes de talus de réfraction égales et supérieures à 30 ° pour des ondes SP, à 50° pour des ondes P, à 60° pour des ondes S seraient nécessaires.

Pour une pente uniforme de 10° l'onde d'inclinaison + 12 correspondrait à un foyer sous-océanique. L'onde d'inclinaison nulle provient d'ondes telles que les deux premières réflexions sur le talus ne sont pas totales.

L'ensemble de ces résultats n'est donc pas favorable à ce schéma de propagation S_4.

5. — REMARQUES RELATIVES AUX COURBES DE POURCENTAGE DE L'ÉNERGIE TRANSMISE DANS LA MER.

Les courbes (fig. 26) montrent que, pour de nombreuses valeurs de AS pente du talus de réflexion et de AR pente du talus de réfraction (schéma S_1) :

— il n'y a transmission d'énergie dans la mer que pour des ondes continentales dont l'incidence est supérieure à certaine limite. Ex. : pour AR = 20°, AS = 25° les incidences doivent être supérieures à 35° pour les ondes SP, à 60° pour des P, à 55° pour des S ;

— il n'y a transmission d'énergie qu'à partir d'ondes SP. Ex. : AR = 20°, AS = 20° ;

— le pourcentage d'énergie transmise est d'autant plus grand que les incidences sont plus petites, dans certaines limites d'incidences. Ex. : AR = 10°, AS = 30°,
pour $i = 80°$, on a F % P = 30 et F % SP = 18,
pour $i = 50°$, on a F % P = 35 et F % SP = 28,
en ne considérant que les ondes P et SP.

Cette dernière remarque soulève cependant une objection : nous avons conduit nos calculs en dissociant les ondes P et S, qui se propagent dans la couche de type granitique, en ondes PS et P, SP et S, réfractées dans la couche de type sédimentaire. En toute rigueur il faudrait tenir compte de la répartition de l'énergie initiale dans les deux types d'ondes réfractées, (ainsi que dans les ondes éventuellement réfléchies sur la surface de la couche de type granitique).

On notera alors que les ondes PS n'interviennent pas pour de nombreuses valeurs de AR et de AS (AS = 10° ; AS = 20° avec AR < 60°) ; que le pourcentage d'énergie transmise reste faible (AS = 30°, AR = 10°, 20°, 30° ; F % PS ⩽ 10) ; que l'énergie transmise par les ondes PS n'est théoriquement importante que pour des pentes de talus très fortes (AS = 20°, AR > 65° ; AS = 30°, 50° ⩽ AR ⩽ 70°).

On peut faire des remarques analogues pour les ondes S et SP.

Les ondes S n'interviennent pas pour AS = 10°, AS = 20°, AR < 30°.

Pour AS = 20°, on a F % S < 10 pour 30° < AR < 50°
et F % S < 20 pour AR ⩾ 60°

Pour AS = 25°, F % S est inférieur à 10 pour AR égale à 30 et 40°.

Cependant que pour AR égale 10 et 20°, pour les grandes incidences, F % SP est relativement petit et F % S relativement grand.

Cette remarque s'applique aussi pour AS = 30° et AR = 10, 20°.

On est assuré dans ce cas d'une transmission d'énergie dans la mer par transformation d'une onde d'un type ou de l'autre.

Les courbes relatives au schéma S_2, de pourcentage d'énergie transmise dans la mer, montrent que :

— l'incidence des ondes P doit être supérieure à 40°, pour qu'il y ait transmission d'énergie ;

— le pourcentage d'énergie transmise par les ondes P est d'autant plus grand que l'incidence des ondes est plus petite, dans certaines limites d'incidences ;

— l'énergie transmise par les ondes PS n'intéresse que les grandes incidences et reste très petite (7 % au maximum, pour i supérieur ou égal à 45°) ;

— l'énergie transmise par les ondes SP est d'autant plus grande que l'incidence est plus petite, pour des incidences supérieures à 20° ;

— l'énergie transmise par les ondes S est, pour des incidences supérieures à 15°, d'autant plus grande que les incidences sont plus grandes.

(De même que pour le schéma S_1, les pourcentages d'énergie transmise par les ondes S et SP, pris globalement devraient être calculés à partir des énergies réparties entre les ondes SS et SP, obtenues par réfraction des ondes S, et se propageant de la couche de type granitique dans la couche de type sédimentaire).

6. — DÉTERMINATION DU SCHÉMA DE TRANSFORMATION SELON LA PENTE DU TALUS.

Nous résumerons par le tableau suivant, les possibilités de propagation d'ondes, à partir d'un talus sous-marin, sous une inclinaison comprise entre — 12° et + 12°.

Appelons S_0, les phénomènes de réfraction directe d'ondes continentales dans la mer. S_1, les transformations constituées par la réfraction des ondes continentales suivie d'une réflexion sous la surface de l'océan et d'une réflexion sur le talus ; S_2, comprendra une réflexion de plus sous la surface de l'océan et une de plus sur le talus que S_1 ; S_3, se définissant par trois réflexions sous la surface de l'océan et trois sur le talus.

Ce tableau est relatif au modèle 2 du talus continental. Sur la première ligne sont portées les valeurs des pentes du talus de réfraction pour S_0 et celles des pentes AS du talus de réflexion pour

les autres modes. Dans l'hypothèse où la pente du talus de réfraction des ondes continentales pouvait être différente de celle du talus de réflexion, nous avons porté dans les colonnes les valeurs minimums des pentes (AR) des talus de réfraction. On obtient :

	5°	10°	15°	20°	25°	30°	40°	50°	80°
S0	.....	.....	.... impossible		.....	.....	.....	.....	
S1	60 SP	50 SP	30 SP	20 SP	10 SP	0 SP	SP	impossible	
		75 P	50 P	40 P	20 P	5 P	P	impossible	
			60 S	30 S	10 S	S	S	impossible	
S2	40 SP	20 SP	5 SP	RT	impossible				
	70 P	40 P	10 P	RT	impossible				
		30 S	5 S	RT	impossible				
S3	40 SP	10 SP	RT	impossible					
	50 P	20 P	RT	impossible					
	60 S	10 S	RT	impossible					

(RT : réfraction dans le talus d'onde S ou P).

Ce tableau met en relief l'importance des pentes du talus continental qui déterminent le schéma de transformation.

Pour des pentes du talus de réflexion de l'ordre de, et supérieures à 20°, on retiendra le schéma S_1. Pour des pentes plus faibles, ce schéma, théoriquement possible, fait intervenir de grandes pentes de talus de réfraction, et les possibilités sont limitées à certaines incidences des ondes continentales. Pour des pentes voisines de 15° on retiendra le schéma S_2. Et pour des pentes voisines de 10°, le schéma S_3.

Les possibilités pour des pentes faibles du talus, de l'ordre de 5°, supposent de fortes pentes de talus de réfraction (pentes supérieures à 40°). Le schéma S_4, pour AS = 5°, conduit à des pentes du talus de réfraction égales ou supérieures à 30° pour des ondes SP et de 50° pour des P. Si dans ce schéma les réflexions sont totales pour les ondes d'inclinaison nulle, (au bout de leur transformation), il n'en est pas de même pour les rayons d'inclinaison égale à + 12° : des ondes S sont réfractées dans le talus. De plus pour des pentes de talus aussi faibles les vitesses dans les sédiments pourraient être inférieures à celles que nous avons adoptées ; V(P) = 3,5 km/s, V(S) = 2 km/s.

Une diminution de la vitesse dans les sédiments, augmenterait les réfractions dans le talus : l'énergie transmise à la mer se trouverait donc diminuée, ce qui restreint les possibilités de propagation par ce mode. On remarquera alors qu'il est inutile de rechercher des modes de transformation d'un ordre plus élevé.

7. — PENTES CONTINENTALES.

Nous n'avons fait, jusqu'à maintenant, aucune hypothèse précise quant aux pentes des talus de réfraction ou de réflexion. Nous nous proposons de voir quels sont les ordres de grandeur des pentes des talus pour les différentes régions reconnues par ailleurs comme lieux de transformations d'ondes continentales en ondes T.

Nous utiliserons à cet effet la carte bathymétrique « Caribbean Sea and surrounding parts of North, Central and South America » au 1/10.000.000. Cette carte fournit les profondeurs par des courbes tracées de 1.000 en 1.000 mètres (500 en 500 fathoms) et en certaines régions côtières, la courbe 200 mètres (100 fathoms) est donnée. Les cartes marines par sondage par point permettront de préciser certaines pentes dans certains cas.

Les pentes continentales à étudier sont pour les ondes Sofar, celles qui sont voisines de la profondeur de l'axe Sofar (1.400 m) et en-deçà.

Pour une propagation par « modes normaux », l'ensemble des pentes continentales doit être retenu.

1) Pentes moyennes et pentes réelles.

Au sud de Porto Rico vers 66,5 W, les courbes 1.000 et 5.000 mètres, pour une distance horizontale de 30 km environ, donnent une pente moyenne de l'ordre de 8°. Les courbes tracées de 1.000 en 1.000 mètres ne permettent pas de dire si la pente est uniforme. (Dans une certaine mesure l'accumulation de sédiments au voisinage des côtes tendrait à uniformiser la pente). Des sondages continus mettent en évidence des coupes bathymétriques en dents de scie. On trouvera (fig. 31_1) les « enregistrements de profils de profondeur » publiés par Bruce C. HEEZEN dans *Crust of the Earth* et relatifs aux fonds qui s'étendent au Nord de Porto Rico [26]. La coupe AA′ met en relief quatre dents de scie entre 1.000 et 2.000 mètres ; le profil BB′ présente entre 0 et 2.000 mètres trois reliefs accentués, du moins sur le profil tracé avec une très grande différence d'unité sur les axes (le rapport est de 50/1). Ces mouvements de terrains semblent avoir entre 100 et 200 mètres de haut par rapport au

FIG. 31_1. — Coupe de la fosse de Porto-Rico d'après B. C. HEEZEN

premier point amont le plus bas. Il résulte de ceci que les pentes réelles sont sensiblement plus grandes que la pente moyenne correspondant aux intervalles de profondeur considérés.

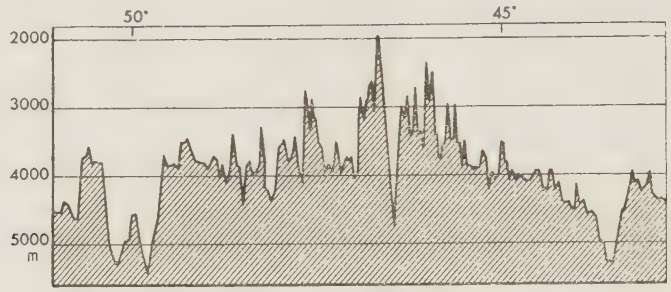


FIG. 31_2. — Sondage ultra sonore de la crête médiane de l'Atlantique

Il est bien hasardeux de vouloir déterminer les pentes réelles à partir de ces observations bien insuffisantes. Il est bon toutefois de tenter de mettre quelques nombres sous ces remarques qualitatives.

Considérons une pente moyenne de 8° et un relèvement du fond de 200 mètres, pour une différence de profondeur de 1.000 mètres. En nous limitant aux cas tracés fig. 32, on obtient des parties de talus présentant des pentes de 14 et 19°. Si pour une pente moyenne de 8° on admet pour une différence de profondeur de 1.000 mètres l'existence de quatre relèvements successifs, de 100 mètres chacun, on obtient des portions de talus, ayant une pente de 22°.

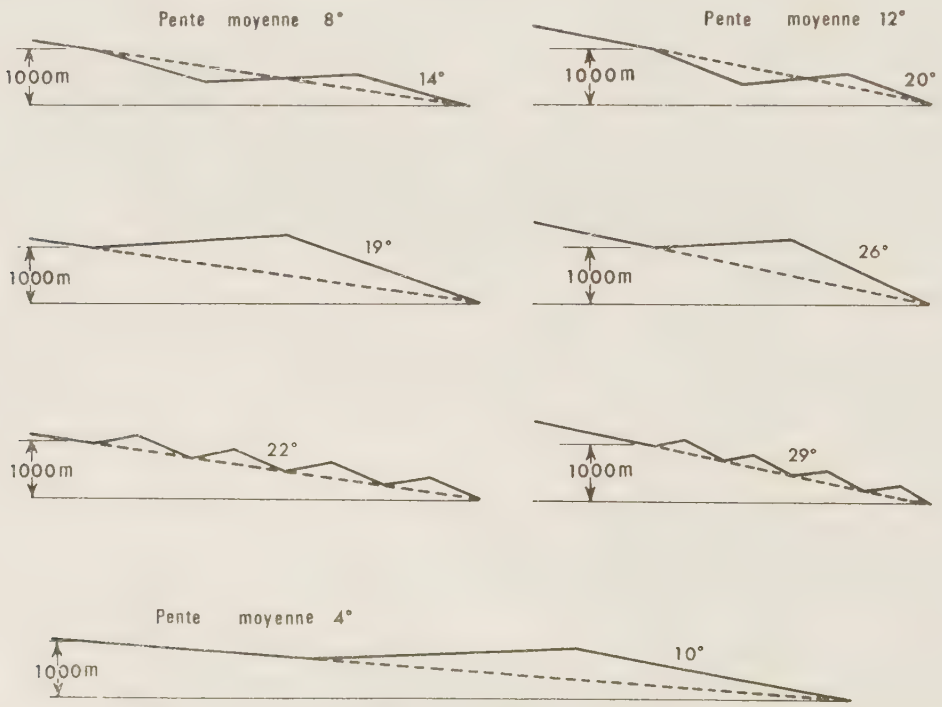


FIG. 32. — Schémas de reliefs sous-marins conduisant à des pentes réelles plus fortes que les pentes moyennes correspondant à des intervalles de profondeur de 1.000 m

Pour une pente moyenne de 12° on a, de la même façon, des pentes de 20, 26 et 29°.

Pour une pente moyenne de 4° un relèvement du fond de 200 mètres, peut conduire à une pente de 10°.

Le fait que les pentes continentales ne sont pas uniformes, comme le montrent les profils publiés par Bruce C. HEEZEN en particulier, conduit, en ne considérant que de faibles mouvements de terrains, à doubler et presque tripler la pente moyenne, déduite des courbes bathymétriques données de 1.000 en 1.000 mètres, pour obtenir des valeurs plus proches de la réalité pour certaines parties du talus.

Par ailleurs on sait qu'il existe de longues dépressions coupant, transversalement le plus souvent, le plateau continental, la pente continentale ou la marge, dont l'inclinaison des parois peut être supérieure à 45°. Ce sont les canons sous-marins et vallées sous-marines,

Des sondages continus ont été entrepris récemment à quelques miles au large du Carbet, près de Saint-Pierre (Martinique). Les sondages par points, obtenus antérieurement, indiquaient des fonds de 900 mètres où il ne fut trouvé que des fonds de l'ordre de 30 mètres. Cette région, bien délimitée, correspond à celle où des phénomènes volcano-séismiques ont été observés par P. MOLARD (tache de boue photographiée, en particulier).

Le Commandant COUSTEAU, en Méditerranée, a relevé des modifications de fonds de la même importance.

De ces remarques, prises dans leur ensemble, nous retiendrons que les pentes réelles peuvent être de beaucoup plus grandes que les pentes moyennes telles que nous pouvons les définir à partir des courbes de profondeur données de 1.000 en 1.000 mètres et que la non uniformité de la pente du talus conduit naturellement à considérer des associations de talus.

2) Dimensions des talus et longueur d'onde.

Les phénomènes de transformation constitués par la réfraction d'ondes continentales dans la mer suivie de réflexions sous la surface de l'océan et sur les pentes du talus continental sont, en plus des valeurs de pentes, conditionnés par les dimensions des surfaces de réfraction et des miroirs de réflexion : celles-ci doivent être comparables à la longueur d'onde.

On obtient successivement les longueurs d'onde suivantes pour un talus de types granitique et sédimentaire, pour les ondes T océaniques et pour différentes périodes :

	Période / Vitesse	0,04 s	0,1 s	0,3 s	0,5 s	1 s
Ondes P et S.						
Talus granitique.	V (P) = 6 km/s	240 m	600 m	1.800 m	3.000 m	6.000 m
	V (S) = 3,5 km/s	140 m	350 m	1.050 m	1.750 m	3.500 m
Ondes P et S.						
Talus du type sédimentaire.	V (P) = 3,5 km/s	140 m	250 m	1.050 m	1.750 m	3.500 m
	V (S) = 2,2 km/s	88 m	220 m	660 m	1.100 m	2.200 m
Ondes T.	V = 1.470 m/s	58,8 m	147 m	441 m	735 m	1.470 m

Ce tableau conduit ainsi à considérer des surfaces de talus de réfraction et de réflexion dont les dimensions sont comprises entre quelques dizaines de mètres (60 m) et quelques kilomètres (6 km).

Les profils, obtenus par sondage continu, corrigent les données fournies par les courbes d'égale profondeur (de 1.000 en 1.000 m) des cartes bathymétriques. Ces mouvements de fonds, ainsi mis en évidence, affectent des surfaces de talus de l'ordre du kilomètre à quelques kilomètres. Ces surfaces elles-mêmes présentent une certaine rugosité dûe à des irrégularités du talus de plus petites dimensions.

Nous examinerons successivement l'influence de la non uniformité des pentes du talus, selon la période de l'onde considérée.

Pour des ondes T de période égale à 1 seconde les dimensions d'un talus granitique doivent être de l'ordre de 6.000 mètres pour des transformations PT et de 3.500 mètres pour des transformations ST. Les irrégularités des surfaces sont petites devant la longueur d'onde et n'interviennent pas. Les schémas (fig. 32) de talus à plusieurs pentes n'indiquent pas, pour des pentes moyennes de 8 et 12°, des dimensions de l'ordre de 6.000 mètres. Pour ces mêmes pentes, un seul schéma conduirait à la possibilité de transformations ST (3.500 m). Des surfaces de talus de l'ordre de

6.000 mètres ne se rencontreraient que pour des pentes faibles, (pentes moyennes de 4°) qui sont alors défavorables aux phénomènes de transformation.

Pour un talus de type sédimentaire les dimensions des talus doivent être de l'ordre de 3.500 mètres pour des transformations PT et de 2.200 mètres pour des transformations ST. Un seul schéma conduirait donc à des transformations PT, pour une pente moyenne de 8°. De même que pour un talus de type granitique, on ne rencontrerait de talus de telles dimensions que pour des pentes plus petites. Des transformations ST seraient possibles pour les deux premiers schémas de talus, de pentes moyennes égales à 8° et pour le second, pour une pente moyenne de 12°.

Rappelons que Don Leet, D. Linehan et P. R. Berger ont observé des ondes T jusqu'à 1 s de période [10].

Pour des ondes T de période égale à 0,5 s (on sait que les périodes des ondes T enregistrées par les séismographes oscillent autour de cette valeur) nous étudierons le cas d'un talus de type sédimentaire, un talus de type granitique devant présenter des dimensions comprises entre celles d'un talus sédimentaire pour des périodes de 1 et de 0,5 s respectivement.

Les longueurs d'ondes sont de 1.750 et 1.100 mètres. Si ce n'est pour le dernier schéma, relatif à une pente moyenne de 12°, on obtient des surfaces de dimensions supérieures ou égales à celles requises pour la réfraction d'ondes S. Pour des ondes P, les deux premiers schémas, relatifs à des pentes moyennes de 8 à 12° respectivement, conduisent aussi à des surfaces de dimensions supérieures ou égales à la longueur d'onde. Ces schémas pourraient être retenus jusqu'à des pentes moyennes de 20° environ.

Les longueurs d'ondes sont encore grandes par rapport aux irrégularités du fond, de même que celle des ondes T (735 m).

Le fait que les dimensions du talus pour la réfraction d'ondes S peuvent être plus petites que celles exigées pour la réfraction d'ondes P, ces dimensions étant grandes par rapport aux irrégularités du fond, doit favoriser les transformations ST.

Pour des ondes T de période égale à 0,3 s et 0,1 s, pour un talus de type sédimentaire, les dimensions des surfaces de réfraction doivent être de l'ordre de 1.050 m pour les premières et de 350 m pour les secondes. Les surfaces de réflexion sont respectivemnt de l'ordre de 450 m et 150 m. Le fait que, dans ces cas, les surfaces de réfraction peuvent être plus petites que pour des ondes de plus grande période, est certainement favorable, en ce sens que l'on peut admettre que, si ce n'est pour des pentes moyennes très faibles, des portions de talus présentent des pentes d'autant plus fortes que les surfaces sont plus petites. Par contre les irrégularités de ces pentes peuvent n'être pas petites devant la longueur d'onde et en particulier devant celle des T (147 m pour T = 0,1 s). Il y aurait diffraction et diffusion.

Enfin pour des ondes T de période égale à 0,04 s, les dimensions pour un talus de type granitique sont de 240 et de 140 m. Elles sont de 140 et de 88 m pour un talus de type sédimentaire. Les miroirs de réflexion peuvent être alors de 60 m. Les irrégularités du fond ont alors des dimensions qui ne sont pas négligeables devant les longueurs d'onde : elles peuvent être du même ordre de grandeur. Les pentes moyennes déduites des cartes bathymétriques et les pentes réelles suggérées par les profils de talus n'indiquent plus les valeurs des pentes pour les plus fortes de celles-ci. L'existence de falaises sous-marines et de canons sous-marins, de pente supérieure à 45° et dont certains descendent à 4.000 m, permettrait les phénomènes de transformation, selon le schéma S_1 et éventuellement S_0. Des schémas de transformations d'un ordre plus élevé, par un nombre plus grand de réflexions sur le talus, conduiraient à une diffusion importante d'ondes d'aussi petite longueur.

Ainsi les dimensions des surfaces des talus de réfraction et de réflexion sont étroitement liées aux phénomènes de transformation d'ondes continentales. Les talus continentaux ne présentent qu'exceptionnellement des surfaces suffisamment grandes et de pentes importantes, pour permettre la réfraction d'onde de grande longueur. On pourrait expliquer ainsi le fait que les périodes des ondes T enregistrées tendent vers une limite supérieure, voisine de 1 seconde. Par contre des surfaces de dimensions de l'ordre de 1 à 2 km, correspondant aux ondes T de 0,5 s de période, sont susceptibles d'être rencontrées le long de talus de pentes suffisamment fortes pour permettre les phénomènes de transformation. Pour ces ondes, leur longueur est grande devant les irrégularités des surfaces de réfraction et de réflexion. Pour les ondes T de période plus petite (0,3 s-0,1 s) les irrégularités des surfaces conduiraient à des phénomènes de diffraction et de diffusion.

Quant aux ondes T de période de l'ordre de quelques centièmes de seconde, les irrégularités des surfaces sont du même ordre de grandeur que la longueur d'onde ; c'est par l'existence d'accidents de grande pente qu'il faudrait considérer les phénomènes de transformation ne faisant intervenir qu'un minimum de réflexions sur le talus.

3) Pentes moyennes des talus de transformations.

Nous envisagerons successivement les différents talus continentaux qui ont été trouvés, en cours des études des cas particuliers, lieux de transformations des ondes continentales en ondes T.

Bien que n'intervenant pas dans la propagation des ondes T enregistrées en Martinique, le talus qui s'étend au Nord de Porto Rico figure dans cette étude. On sait que ces pentes jouent un rôle prépondérant pour l'Observatoire des Bermudes.

Talus s'étendant au Nord de Porto Rico.

	vers	63° W	66° W	68° W
Pente moyenne de 1.000 à 6.000 m		15°	7°	8°
Pente moyenne de 1.000 à 2.000 m		14°	12°	8°
Pente maximum entre deux courbes		22°	22°	15°

Pentes continentales du talus Sud de « Los Roques ».

	vers	68° W	66,5° W	67,5° W
Pente moyenne de 1.000 à 5.000 m		15°	15°	12°
Pente moyenne de 1.000 à 2.000 m		12°	15°	12°
Pente maximum entre deux courbes		22°	15°	22°

Pentes continentales du talus au Sud de Porto Rico : (Les plus fortes pentes — 65°3 W — sont masquées par l'île de Sainte-Croix pour la Martinique).

	vers	65,5° W	67° W
Pente moyenne de 1.000 à 5.000 m		10°	5°
Pente moyenne de 1.000 à 2.000 m		12°	15°
Pente maximum entre 200 et 1.000 m		20°	22°

Pentes continentales du talus qui s'étend par 12° N de 62 à 63° W à l'Ouest de l'île de Grenade.

	vers	61,6° W	62° W	62,5° W
Pente moyenne de 1.000 à 3.000 m		12°	12°	10°
Pente moyenne de 1.000 à 2.000 m		22°	20°	22°
Pente maximum			20°	22°

Pentes continentales au Sud de la R. Dominicaine et au Sud-Est du Cap Beata.

	vers	68,3° W	70° W	71° W
Pente moyenne de 1.000 à 4.000 m		3°	5°	6°
Pente moyenne de 1.000 à 2.000 m		8°	6°	12°
Pente maximum		8°	6°	20°

Pentes continentales au large de l'Amérique Centrale.

	vers	81,3° W — 12° N
Pente moyenne de 1.000 à 3.000 m		5°
Pente moyenne de 1.000 à 2.000 m		12°
	vers	82,5° W — 10° N
Pente moyenne de 1.000 à 3.000 m		3° au maximum
Pente moyenne de 1.000 à 2.000 m		3° au maximum
Pente moyenne de 200 à 1.000 m		6° au maximum

Pentes continentales au Sud du Banc de Saba.

Les courbes 1.000 et 2.000 m définissent une pente moyenne de l'ordre de 1 à 2°. La carte plus détaillée, reproduite lors de l'étude des ondes T des séismes de la « Région Nord de l'Arc des Petites Antilles », indique des pentes plus fortes au Sud du Banc de Saba. On trouve entre 100 et 1.000 m des pentes de l'ordre de 6°.

Pentes de la crête médiane de l'Atlantique.

Le profil (fig. 31.2) d'un sondage à travers la dorsale atlantique suivant le parallèle 24° N, peut être rapproché des profils de la fosse de Porto Rico, ce qui conduit à des pentes du même ordre de grandeur en ces deux régions.

8. — ENREGISTREMENTS ET THÉORIE.

Introduction.

L'étude de la propagation « géographique » des ondes T conduit à considérer plusieurs paramètres, représentatifs des séismes et des talus de transformation, sans que les cas particuliers permettent de préciser le rôle de chacun d'eux, autrement que qualitativement. Nous nous proposons de voir dans quelle mesure les résultats théoriques, exposés précédemment et limités à un schéma simple, sont susceptibles de rendre compte des observations.

De nombreux auteurs ont déjà signalé que les transformations d'ondes continentales en ondes océaniques sont liées :

— au spectre d'énergie des ondes continentales (P, S, Lg), qui est fonction de la distance de l'épicentre, de la profondeur du foyer, de la magnitude du séisme ;

— à la pente du talus de transformation ;

— à la distance de l'épicentre au talus de transformation ;

— à la profondeur du foyer.

Nous examinerons successivement ces différents points.

1) Spectre d'énergie.

Les études du spectre d'énergie des ondes séismiques sont encore peu nombreuses et incomplètes.

D. H. Shurbet, par l'étude, d'une part, des ondes T enregistrées aux Bermudes accompagnant certains séismes d'Amérique du Sud, et d'autre part, des phases P de ces séismes à l'observatoire de San Juan de Porto Rico qui occupe une position privilégiée à proximité immédiate du talus de transformation, a montré que les ondes T étaient engendrées par les ondes P à condition que ces dernières présentent des fréquences comparables à celles des ondes T et des amplitudes, dans ces fréquences, supérieures à un seuil [2].

Cette remarque s'étend aux ondes S et Lg. D. H. Shurbet et M. Ewing ont identifié des ondes LgT, les ondes Lg présentant des périodes courtes aux points de transformation [4]. Ces études ont été rendues possibles par l'existence d'observatoires à proximité des talus de transforma-

tion. Cette condition n'est pas remplie pour les séismes que nous présentons. Aussi nous n'avons pu qu'identifier des ondes PT et ST en admettant la présence, dans les ondes P ou S, de périodes de l'ordre de celle des T aux points de transformation, mais sans pouvoir le vérifier de façon formelle. Dans de nombreux cas, toutefois, les enregistrements des phases P ou S présentent eux-mêmes des périodes courtes : on est assuré, alors, qu'aux points de transformation la condition de fréquence est remplie.

Nous avons, dans le chapitre précédent, relié étroitement les phénomènes de transformation des ondes continentales, en fonction de leurs longueurs, aux dimensions et irrégularités des talus.

2) Pentes des talus et phénomènes de transformation.

Talus s'étendant au Nord de Porto Rico. Son importance, relativement à l'Observatoire des Bermudes est telle qu'on ne peut le négliger. Les pentes moyennes de ce talus sont parmi les plus fortes des différents talus envisagés. Il est lieu de transformation d'ondes issues de foyers proches et de séismes éloignés et profonds.

Nous avons relevé des pentes moyennes de l'ordre de 22° et éventuellement supérieures. Le mode de transformation du type S_1 peut donc être retenu. Les courbes de l'énergie transmise dans la mer pour AS = 25° et AS = 30° sont à considérer. De l'ensemble de ces courbes on retiendra celles qui correspondent à AR = 20°, AS = 30°, voisines des pentes moyennes, et qui conduisent à des transformations quel que soit *i* supérieur à 15° pour les P et *i* supérieur à 10° pour les S.

Talus Sud de « Los Roques ». Les pentes moyennes de ce talus sont, en tous points, comparables à celles du talus précédent. On peut donc retenir le même type de transformations pour ce talus.

Talus continental au Sud de Porto Rico (65°5 W — 67° W). Les pentes moyennes sont de l'ordre de 20, 22° entre 200 et 1.000 m et de l'ordre de 15° entre 1.000 et 2.000 m. Les distances des épicentres à ce talus de transformation sont de l'ordre de 100 à 300 km. Cinq foyers sur six sont donnés avec des profondeurs de l'ordre de 60 à 100 km. Les incidences correspondantes sont de l'ordre et varient de 30 à 50° pour les P et les S, de 70 à 80° pour les S. P*g*. Pour un foyer superficiel les incidences des P*g* et S*g* sont de l'ordre de 80° et de 50° pour les P*n* et S*n*. En toute rigueur les courbes de l'énergie transmise dans la mer pour des pentes de 20° suivant le mode S_1 ne permettent pas d'interpréter les phénomènes enregistrés. On peut alors en se tenant au schéma S_1 admettre des pentes réelles légèrement plus fortes (25°) ou bien considérer une propagation par le schéma S_2 pour des pentes voisines de 15°.

Talus continental par 12° N et 62° à 63° W à l'Ouest de Grenade. Les pentes moyennes sont comparables aux précédentes. Les distances des épicentres au talus sont aussi du même ordre de grandeur (de 100 à 300 km). Deux foyers sont profonds : 100 km. On est donc conduit aux mêmes remarques que précédemment.

Talus continental au Sud de la R. Dominicaine : Talus 68°3 W — 18° N. Ce talus a été reconnu comme lieu de transformation des ondes T maximum des séismes des 29 septembre 1954, 14 décembre 1952, 3 septembre 1955, 25 septembre 1954, 31 mai 1953. Aucun foyer n'est profond. Une magnitude est précisée : 7 1/2 Berkeley, 31 mai 1955. Les distances des épicentres à ce talus sont de 100 à 300 km. Les incidences des P*g* et des S*g* sont de 80° environ ou supérieures. Celles des P_n et S_n, de 50°. Les pentes moyennes les plus fortes se trouvent entre 1.000 et 2.000 m et sont de l'ordre de 8 à 10°. En certains points les pentes entre 200 et 1.000 m semblent plus accentuées.

Le schéma S_1 ne conduit pour une pente AS égale à 10° à aucune possibilité de transformation si ce n'est pour des talus de réfraction de pente supérieure à 50°. Le schéma S_2 fait intervenir pour un talus de réflexion de pente égale à 10°, des pentes du talus de réfraction de l'ordre de 20 à 40°. Quant au schéma S_3 il est possible pour des pentes moyennes de l'ordre de 10°. On peut donc retenir ce dernier schéma de transformation.

L'observation des courbes de fond dans cette région permet toutefois de penser qu'il existe des pentes plus fortes que les pentes moyennes indiquées. En effet, les courbes 3.000 mètres et supérieures ont une direction générale Est-Ouest. Les courbes 1.000 et 2.000 m vers 68°3 W se redressent jusqu'à être Nord-Sud et sont sinueuses ; le relief sous-marin apparaît ainsi mouvementé

et les remarques préliminaires, quant aux pentes réelles des talus, semblent pouvoir s'appliquer à ce cas. Un schéma S_2 n'est donc pas à exclure.

Talus continental au Sud-Est du Cap Beata. Les séismes des : 6 janvier 1952, ressenti ; 25 janvier 1953, Mag 5 3/4, ressenti ; 28 octobre 1952, Mag 6, ressenti, ont des épicentres distants de 100 à 250 km de ce talus. Aucun foyer n'est donné comme profond. Les pentes moyennes de 1.000 à 2.000 m sont de l'ordre de 12°, pouvant atteindre 20° vers 71°4 W. On notera le relief mouvementé de cette région indiqué par le haut fond de 2.000 m entre les courbes 2.000 et 3.000 m. Le schéma S_2 peut donc être retenu.

Talus continental au large de l'Amérique Centrale. On se reportera tout d'abord au tableau comparatif des différentes phases T des séismes de l'Amérique Centrale. Tous ces séismes ont été ressentis à l'exception de celui du 21 octobre 1952. Quatre magnitudes sont de 6 ou supérieures. Trois foyers sont profonds : h = 100 km.

Trois séismes donnent lieu à l'enregistrement de T issues du talus continental vers 81°3 W — 12° N. Les distances des épicentres à ce talus sont de l'ordre de 350 à 450 km. Les pentes moyennes, entre 1.000 et 2.000 m, sont de 12° environ. Le schéma S_2 peut donc être retenu. Quant au talus vers 82°5 W — 10° N, les plus fortes pentes moyennes sont indiquées pour les profondeurs comprises entre 200 et 1.000 m. Elles sont de 6°. Le schéma S_3 pour une pente AS de 5° fait intervenir de fortes pentes du talus de réfraction. Le schéma S_3, pour une pente AS de 10°, est possible pour des pentes du talus de réfraction du même ordre de grandeur. Les possibilités de transformation apparaissent donc nettement défavorables si l'on s'en tient aux valeurs des pentes moyennes. Quant aux distances des épicentres au talus de transformation, elles sont respectivement de 75, 200, 75, 175, 175, 200 km. Ces faibles distances, jointes au fait que ces séismes sont de grande magnitude, si ce n'est l'un d'entre eux, et généralement ressentis, semblent compenser la faiblesse des pentes moyennes.

Talus continental au Sud du Banc de Saba. Les ondes T enregistrées en Martinique, issues de cette région et provenant de séismes de la région Nord de l'Arc des Petites Antilles, ne présentent que des amplitudes extrêmement faibles (1 mm) et n'apparaissent parfois qu'à l'état de traces. Les pentes moyennes sont désespérément faibles : 1 à 2°. Les cartes de sondages par points révèlent l'existence au Sud du Banc de Saba de pentes plus prononcées entre 100 et 1.000 m. Il est intéressant de noter que les lieux des points de transformation passent par ces pentes. Toutefois pour des pentes aussi faibles, les schémas théoriques S_1, S_2, S_3, ne conduisent à aucune possibilité. On pourrait alors envisager le schéma d'ordre plus élevé, S_4, et compter sur quelques accidents de fonds présentant des pentes un peu plus fortes (5°) pour rabattre les ondes jusqu'à une inclinaison inférieure à 12°. Nous avons vu, cependant, qu'il était théoriquement difficile de retenir ce schéma S_4 de transformation. De plus le talus de réfraction doit présenter des pentes de l'ordre de 30 à 60° qui ne se rencontrent pas dans cette région.

Notons également la position écartée de la Martinique par rapport à la direction normale au talus.

Le trajet océanique des ondes T, de ce talus de transformation à la Martinique, est de l'ordre de 350 km ; les études théoriques relatives à la propagation par modes normaux supposent que la distance séparant la source du récepteur soit grande. M. Ewing et J. L. Worzel [17] notent que les ondes se propageant par réflexions successives, sur le fond et sous la surface de l'océan, peuvent être enregistrées jusqu'à une distance de 200 miles (370 km) qui se trouve être du même ordre de grandeur que celle séparant le Banc de Saba de la Martinique. Le mode de propagation ne peut donc être précisé avec certitude.

Cette région de transformation apparaît donc, pour la Martinique, comme un cas limite d'obtention d'ondes T :

Limite dans le cas d'une propagation par réflexions successives.

Trajet océanique, bien petit, pour qu'une propagation par modes normaux se soit établie.

Pentes du talus extrêmement faibles (quelques degrés).

3) Distance de l'épicentre et profondeur de foyer.

Les études des cas particuliers nous ont montré qu'un talus pouvait ou non être lieu de transformation d'ondes continentales en ondes T selon que l'épicentre était plus ou moins proche de ce talus.

Les courbes du pourcentage de l'énergie transmise dans la mer permettent de mettre en évidence un « effet de talus » qui dépend de la pente du talus et de l'incidence des ondes qui est liée à la profondeur du foyer, indépendamment de toute hypothèse sur le spectre d'énergie.

On sait que pour les séismes, dont le foyer est dans la croûte, les phases P*g* et S*g*, considérées comme étant des ondes directes, sont de beaucoup les plus importantes jusqu'à des distances de l'ordre de 800 à 900 km.

L'incidence des ondes P directes est grande et peu sensible à la profondeur du foyer pour des distances supérieures à 50 km environ. Pour des distances inférieures à 50 km, l'incidence dépend de la profondeur : pour des foyers superficiels l'incidence est grande ; pour des foyers à la base de la croûte elle peut être petite.

Au-delà de 900 km environ on doit considérer les ondes P réfractées, qui présentent une incidence de l'ordre de 48° ou inférieure.

On peut ainsi considérer, en fonction de l'incidence, deux catégories de séismes :

— les foyers superficiels et proches, et les foyers dans la croûte dont la distance est comprise entre 50 et 900 km : l'incidence des ondes directes est de l'ordre de 60° ou supérieure ;

— les foyers proches, situés à la base de la croûte et les foyers dont la distance est supérieure à 800 km : l'incidence des ondes directes pour les premiers et des P pour les seconds est de l'ordre de 50° ou inférieure.

L'examen des courbes de transmission de l'énergie dans la mer, en nous limitant aux ondes P, montre que :

— Pour le schéma S_1, AR = 30°, AS = 30°, il y a transmission d'énergie par les P quel que soit *i*. (talus au Nord de Porto Rico ; ondes T aux Bermudes pour des séismes proches ou lointains).

Pour AR = 10°, AS = 30°, l'incidence des P doit être supérieure à 50°. Les séismes de la deuxième catégorie ne conduiront pas à la transformation de P en T. Pour AS = 25°, il y a transmission d'énergie avec AR égale successivement à 40, 30 et 20° pour *i* supérieur à 10, 40 et 60° respectivement. Ainsi pour la dernière valeur de pente du talus de réfraction (20°) les séismes de la deuxième catégorie ne conduiront pas à la transformation des ondes P.

— Pour le schéma S_2 de transformations on peut faire des remarques comparables. Les courbes de pourcentage de l'énergie transmise dans la mer montrent que, pour une pente du talus de 15°, il n'y a transformation PT que pour des incidences supérieures à 40° environ.

En dehors donc de considérations sur le spectre d'énergie des ondes séismiques, la distance de l'épicentre apparaît comme un paramètre important pour l'obtention ou non d'ondes T dans le cas, traité ci-dessus, de foyer dans la croûte.

De nombreux auteurs s'accordent à reconnaître qu'un foyer profond est favorable à l'obtention de T. Nous citerons en particulier D.-H. SHURBET [2] qui s'est plus particulièrement attaché à l'étude du spectre d'énergie, D. LEET, D. LINEHAN et P.-R. BERGER [10] qui remarquent que 75 % des séismes qui donnent lieu à l'enregistrement d'ondes T à Harvard ont une profondeur de foyer de l'ordre de 75 km (de 50 à 100 km), K. WADATI et W. INOUYE [3] qui notent que le cas le plus favorable est celui où la distance de l'épicentre au talus de transformation des P et des SV est de l'ordre de la profondeur du foyer (prise à partir de la surface).

La liste des séismes que nous avons dressée, à partir des bulletins U.S.C.G.S. et B.C.I.S., se décompose en 40 épicentres sans profondeur de foyer précisée et en 18 épicentres tels que pour dix $h = 100$ km, pour six $h = 60$ km, pour un $h = 150$ km et $h = 160$ km pour un autre. Par ailleurs une trentaine de séismes, pour les mêmes années, ont donné lieu à l'enregistrement d'ondes T en Martinique ; ces séismes ne figurent pas dans les bulletins précités ou sont indiqués par des données imprécises ; beaucoup d'entre eux peuvent être considérés comme superficiels. Ainsi de l'étude statistique des données relatives aux séismes, il n'apparaît pas qu'un foyer profond soit privilégié. On doit toutefois remarquer que l'étude faite par D. LEET, D. LINEHAN et P.-R. BERGER repose sur les déterminations de profondeur de ces auteurs, alors que les bulletins ne mentionnaient que sept foyers profonds sur un total de 219 séismes.

Résultats théoriques

Nous examinerons les courbes de pourcentage de l'énergie transmise dans la mer dans le cas d'un foyer profond, en fonction de l'incidence des ondes continentales. Nous nous limiterons aux ondes P. L'incidence de ces ondes ne peut être supérieure à l'angle critique de réfraction voisin de 48°.

— *Schéma* S_1. Pour AR = 30°, AS = 30°, la courbe de transmission de l'énergie dans la mer s'étend à toutes les valeurs d'incidence. Tout foyer est susceptible de donner lieu à des transformations PT.

Pour AS = 30°, on constate que si AR décroît, l'incidence doit croître pour qu'il y ait transformation. Pour AR = 20°, on doit avoir i supérieur ou égal à 25°. Ceci interdit donc en particulier aux séismes profonds, proches du talus ou au droit de celui-ci, de conduire à des ondes T. Pour AR = 10°, l'incidence des ondes P doit être supérieure à 50°. Un foyer profond ne peut alors conduire à des transformations PT.

Des remarques analogues peuvent être faites pour une pente du talus AS de 25°. Dans ce cas les transformations PT sont possibles pour AR égal à 40° et i supérieur ou égal à 10° et pour AR égal à 30° et i supérieur ou égal à 40°. Pour AR égal à 25° les ondes P issues d'un foyer profond ne peuvent se transformer en T.

— *Schéma* S_2. Les courbes relatives au schéma S_2 pour une pente du talus de 15° indiquent que l'incidence des P doit être supérieure ou égale à 40°, pour qu'il y ait transformation PT. Ces incidences conduisent à des transformations PT pour des foyers profonds à l'exception de ceux qui sont au droit du talus.

Il est donc possible de déterminer en fonction des pentes du talus, des zones d'ombre pour l'obtention de T à partir de transformation d'ondes P issues d'un foyer profond. Ces régions se définissent à partir des courbes de pourcentage de l'énergie transmise dans la mer et du graphique schématique de réfraction des ondes P issues de foyer profond.

Enregistrements. De nombreux séismes dont l'épicentre est situé à l'aplomb du talus qui s'étend par 19° N environ, de 62° W à 70° W et dont le foyer est profond ont conduit à l'enregistrement d'ondes T tant à Harvard qu'aux Bermudes. Les pentes du talus de transformation, talus bordant au Sud la fosse de Porto Rico, sont fortes ; on relève des pentes moyennes de l'ordre de 22° et supérieures. Les courbes de transmission de l'énergie pour AR égal à 30° et AS égal à 30° rendraient compte de l'enregistrement de ces ondes T.

Le séisme du 21 novembre 1952, dont l'épicentre est situé à l'aplomb du talus entre Porto Rico et la République Dominicaine (18° N, 68° W, h = 100 km) n'a donné lieu en Martinique à aucun train d'ondes T nettes, provenant de transformations ayant eu lieu en cette région du talus. Celui-ci présente des pentes moyennes de l'ordre de 8°. Pour des incidences voisines de zéro, même le schéma S_2 (A = 15°) ne donne pas de possibilité. Ce séisme par contre a conduit à des ondes T aux Bermudes. Le trajet des ondes continentales est de l'ordre de 100 à 140 km ; l'incidence de ces ondes est voisine de 35° et les pentes du talus de transformation au Nord de Porto Rico rendent compte de cet enregistrement.

4) Etude comparative des courbes de transmission d'énergie dans la mer relatives à un foyer dans la croûte et à un foyer profond.

Cette étude repose essentiellement sur la remarque que nous avons faite, quant au pourcentage d'énergie transmise, en fonction de l'incidence des ondes continentales et pour certaines valeurs des pentes des talus de transformation. Nous nous limiterons aux ondes P.

Pour certaines valeurs de pente des talus, pour le schéma S_1 et pour le schéma S_2 relatif à un talus unique (A = 15°), l'énergie transmise par les ondes P est d'autant plus grande que l'incidence est plus petite, dans certaines limites d'incidence.

Par exemple le schéma S_1, pour AR égal à 20° et AS égal à 30°, conduit à F%P égal à 40 pour i compris entre 25 et 40° et à F%P égal à 35 pour i supérieur à 80°. Un séisme de foyer dans la croûte, distant de 100 km du talus de transformation présentera des ondes P directes d'incidence voisine ou supérieure à 80°. Un foyer profond, soit h égal à 100 km, profondeur égale à la distance, présentera des ondes P d'incidence voisine de 35°. Ainsi, dans ce cas, le pourcentage d'énergie trans-

mise par les ondes P est plus grand dans le cas du foyer profond que dans celui du foyer dans la croûte.

Les courbes F%P relatives au schéma S_2 conduisent à une remarque analogue à condition que la distance et la profondeur du foyer soient telles que l'incidence des ondes longitudinales soit supérieure à 40°. Les courbes montrent en effet que F%P est voisin de 38 pour *i* compris entre 40 et 50° (foyer profond), tandis que F%P est voisin de 34 pour *i* supérieur à 80°.

Il apparaît ainsi que sous certaines conditions de distance de l'épicentre, de profondeur du foyer et de pente du talus, un séisme profond est plus favorable à la transmission d'énergie dans la mer qu'un séisme dont le foyer est dans la croûte.

5) Phénomènes de transformation et profondeur de la mer.

Nous avons vu précédemment que les transformations, constituées par la réfraction des ondes continentales suivie de réflexion sous la surface de la mer et sur le talus, faisaient intervenir les dimensions des surfaces de réfraction et des miroirs de réflexion. Elles doivent être grandes par rapport à la longueur de l'onde considérée. La profondeur de la mer doit être, de plus, grande par rapport aux longueurs d'onde pour que les transformations soient régulières.

Les ondes T de période 0,5 s ont une longueur voisine de 750 m. Nous avons tracé (fig. 33), pour des talus dont les pentes sont respectivement de 20, 15, 10°, différents rayons selon les schémas S_1, S_2, S_3, qui permettent de déterminer les profondeurs des points de réfraction et celles des points de réflexion, conduisant à des inclinaisons comprises entre — 12 et + 12°, en supposant que la pente du talus descendait jusqu'à 5.000 m, et en limitant, vers le haut, les réfractions à la profondeur égale à la longueur d'onde (750 m).

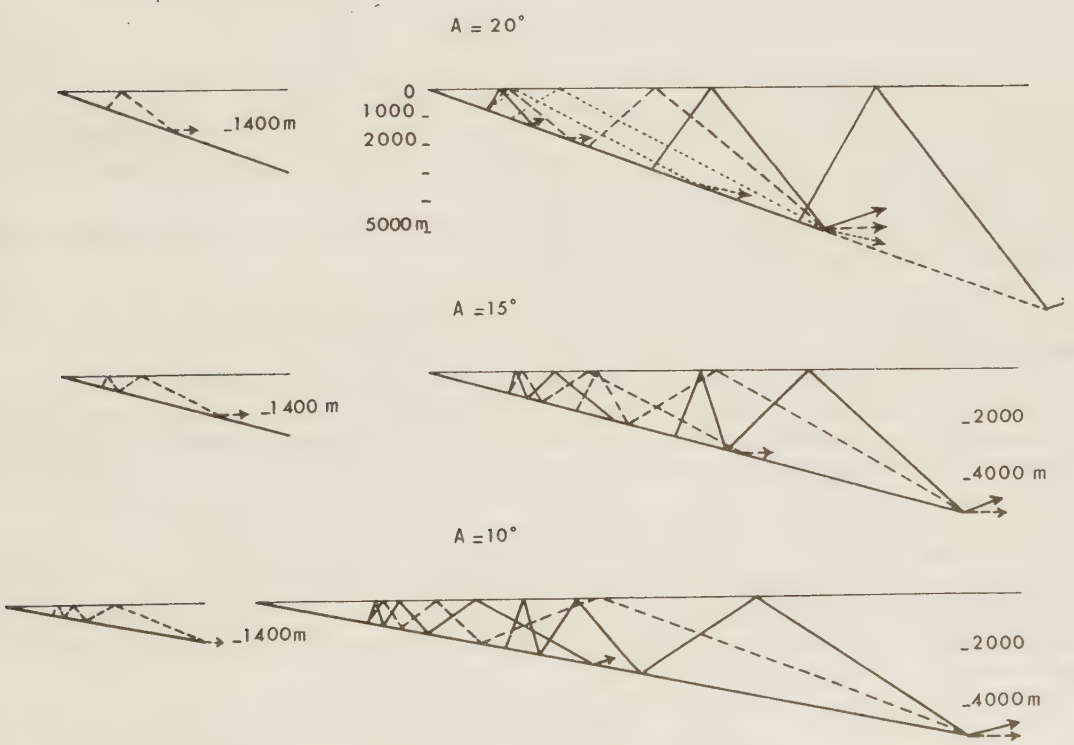


FIG. 33. — Profondeurs limites des points de réfraction et de réflexion pour différentes pentes de talus, dans le cas d'ondes Sofar, et dans le cas d'ondes océaniques de période voisine de 0,5 s.

On obtient les résultats suivants :

Pente A°	Inclinaison	Profondeurs en mètres des points	
		de réfraction	de dernière réflexion
20°	+ 12°	de 750 à 3.000	de 1.400 à 5.000
	0	de 750 à 2.000	de 2.000 à 5.000
	— 12°	de 750 à 1.000	de 4.000 à 5.000
15°	+ 12°	de 750 à 2.400	de 1.800 à 5.000
	0	de 750 à 1.400	de 3.000 à 5.000
10°	— 12°	de 750 à 1.800	de 2.400 à 5.000
	0	750	5.000

Ce tableau montre que les points de dernière réflexion sur le talus sont à des profondeurs supérieures à celle de l'axe du Sofar dans le Pacifique (1.000 m) et dans l'Atlantique (1.400 m), si ce n'est pour ce dernier pour des rayons réfractés à une profondeur voisine de 750 m et pour des pentes égales ou supérieures à 20°.

Il s'ensuit que les phénomènes de transformation pour des ondes de période voisine de 0,5 s ne conduisent qu'exceptionnellement à des ondes océaniques d'inclinaison comprise entre — 12° et + 12° à des profondeurs de l'ordre de celle de l'axe du Sofar.

Association de talus

S'il est possible géométriquement de trouver des positions relatives de talus telles que les réfractions aient lieu à des profondeurs supérieures à la longueur d'onde (750 m) et telles que les réflexions aient lieu au voisinage de la profondeur de l'axe du Sofar, ces solutions géométriques conduiraient à des formes de talus sous-marins très particulières, dont les dimensions seraient par ailleurs peu compatibles avec celles des surfaces de réfraction.

L'interprétation des ondes T de période voisine de 0,5 s par une propagation Sofar est ainsi extrêmement difficile, sous ce rapport.

Nous avons vu, dans l'étude des cas particuliers, que la recherche des lieux des points de transformation PT et ST ne permettait pas de préciser de façon rigoureuse la région des pentes continentales où ces phénomènes ont lieu.

D. H. Shurbet et M. Ewing [4], par contre, considèrent que le trajet océanique commence vers 2.000 m de profondeur (1.000 fathoms). La profondeur moyenne que nous avons obtenue dans les cas schématiques traités ci-dessus est en bon accord avec cette valeur. Ainsi que I. Tolstoy et M. Ewing [1] le mentionnent, c'est au voisinage de cette profondeur que les pentes continentales sont généralement les plus fortes.

Quant aux ondes enregistrées par les hydrophones, dont la période est de l'ordre de 0,05 s ou plus petite, leur longueur est seulement d'une cinquantaine de mètres. La fig. 33 montre que les réflexions successives entre la surface et le talus, conduisant à une inclinaison nulle à la profondeur de l'axe du Sofar, ont lieu en des régions où la profondeur de la mer est grande par rapport à ces longueurs d'onde. Les schémas de transformation sont donc, sous ce rapport, théoriquement possibles pour ces ondes.

Si la longueur d'onde conduit à une profondeur minimum des premiers points de réfraction des ondes continentales, pour que les phénomènes soient réguliers, la profondeur de la mer, au pied du talus, conduit à une profondeur maximum pour que les dernières réflexions aient lieu sur le talus. Cette limite inférieure dépend du schéma de transformation imposé par la pente du talus et de l' étendue de celui-ci.

La fig. 33 et les valeurs calculées sont relatives à un talus descendant jusqu'à 5.000 m. Cette profondeur correspond à celle de la mer au Sud de Porto Rico et à la fosse de « Los Roques ». Si on considère un talus tel que celui de la fosse au Nord de Porto Rico, qui descend jusqu'à 8.000 m par de fortes pentes, un schéma de transformation S_1 pour une pente de 20° conduirait à une profondeur maximum des points de réfraction voisine de 4.800 m, pour des rais finalement réfléchis sous une inclinaison de 12° et qui ne seraient pas interceptés par l'autre bord de la fosse. Un plus grand nombre de rayons, c'est-à-dire une plus grande énergie, participerait alors à la propagation ultérieure des ondes T. L'étendue de ce talus apparaît ainsi comme un caractère important qui contribuerait à le rendre favorable aux phénomènes de transformation.

6) Variation de la vitesse du son dans la mer. Courbure des rais.

Nous avons admis jusqu'à présent que la propagation des ondes suivait des rais rectilignes. Or, on sait que la vitesse du son dans la mer varie avec la profondeur. La courbure correspondante des rais modifie, en particulier, les inclinaisons obtenues par les schémas de transformation.

Nous examinerons l'influence de la variation de la vitesse sur les phénomènes de réflexions successives entre la surface de la mer et le talus en admettant que le voisinage des côtes ne modifie pas la répartition de la vitesse en fonction de la profondeur (fig. 1).

On trouvera, ci-après, les ordres de grandeur des différences d'inclinaison, dues à la variation de la vitesse, pour des rais émergeant en mer à 1.000 m, 1.500 m et 2.000 m de profondeur et pour des talus de pente A égale à 25, 20, 15 et 10°. Nous supposerons de plus que le talus descend jusqu'à 5.000 m.

Pente A du talus	Inclinaison	1.000 m	1.500 m	2.000 m
25°	+ 12°	1°	1°	1°
	0	1°	1°	1°
	— 12°	1°	3°	
20°	+ 12°	1°	1°	1°
	0	1°	2°	3°
	— 12°	3°		
15°	+ 12°	1°	1°	3°
	0	3°	3°	
10°	+ 12°	2°	3°	3°
	0	6°		

On voit que, dans tous les cas, la différence d'inclinaison, introduite par la variation de vitesse, est petite. Pour de nombreux rais cette différence est absolument négligeable par suite de la répartition particulière de la vitesse du son en fonction de la profondeur. A des profondeurs voisines de 1.000 m et de 2.500 m, la vitesse du son est très voisine de 1.480 m/s. Il s'ensuit que les rais émergeant vers 1.000 m et se réfléchissant sur le talus vers 2.500 m de profondeur ne subiront aucune variation d'inclinaison en fin de transformation.

On sait que l'augmentation de la vitesse du son au-delà de l'axe du Sofar conduit à une courbure des rais vers le haut. Les inclinaisons finalement obtenues sont donc plus petites que dans le cas où la vitesse est supposée constante. Les inclinaisons b' des rais réfractés dans la mer devraient donc être augmentées, très approximativement des différences précédemment calculées, pour que les inclinaisons en fin de transformation ne soient pas modifiées. La croissance de la vitesse avec la profondeur, au-delà du Sofar, interviendrait ainsi dans un sens favorable.

CHAPITRE XIII

LA RÉFLEXION DES ONDES T

Introduction.

De nombreux enregistrements de l'Observatoire du Morne des Cadets présentent une ou plusieurs phases qui, nous l'avons vu dans l'étude des cas particuliers, ne peuvent être interprétées que par la réflexion d'ondes T sur un talus sous-marin.

LANDISMAN, dans une communication personnelle à P. MOLARD, K. WADATI et W. INOUYE [3], M. EWING et F. PRESS [27], P. MOLARD et J. AUBRAT [28] ont déjà signalé, en particulier, l'existence d'ondes T réfléchies. Nous nous proposons de montrer que ces réflexions peuvent être interprétées comme la résultante de réflexions successives sur le talus et sous la surface de l'Océan.

1. — CALCUL DES RÉFLEXIONS.

Dans ce qui suit, les trajectoires des ondes seront considérées comme rectilignes. Nous discuterons plus tard ce postulat.

1)

Considérons un talus de pente A et un rayon incident représenté par le vecteur $\vec{I}_0$, dont les composantes sont X_0, Y_0, Z_0 et telles que $X_0^2 + Y_0^2 + Z_0^2 = 1$.

La normale au plan de pente A est définie par le vecteur $\vec{N}$ de composantes : $N_x = \sin A$, $N_y = 0$, $N_z = \cos A$. Soit $\vec{I}'$ tel que $\vec{I}' = -\vec{I}_0$.

Première réflexion sur le talus.

Le rayon réfléchi sur le talus est représenté (fig. 34) par le vecteur $\vec{J}_0$ tel que :
$\vec{J}_0 + \vec{I}' = \lambda \vec{N}$ où $\lambda = 2\vec{I}'.\vec{N} = -2\vec{I}_0.\vec{N} = -2(X_0 \sin A + Z_0 \cos A)$.

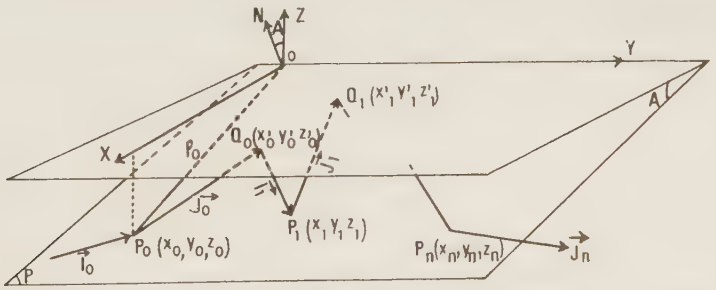


FIG. 34. — Schéma des réflexions successives d'un rayon incident sur le talus et sous la surface de la mer

On obtient ainsi :
$\vec{J}_0 = \vec{I}_0 - 2(X_0 \sin A + Z_0 \cos A)\vec{N}$.
Les composantes X'_0, Y'_0, Z'_0 du vecteur $\vec{J}_0$ sont donc :
$X'_0 = X_0 \cos 2A - Z_0 \sin 2A$
$Y'_0 = Y_0$
$Z'_0 = -X_0 \sin 2A - Z_0 \cos 2A$

On peut écrire ces composantes sous la forme suivante :

$$(X'_0 - iZ'_0) = (X_0 + iZ_0)\, e^{2iA}$$
$$Y'_0 = Y_0.$$

Réflexion sous la surface de la mer.

Le rayon réfléchi sur le talus se réfléchit ensuite sous la surface. Soit I_1 le vecteur représentatif du rayon réfléchi sous la surface de l'océan.

On a :

$$X_1 = X'_0 = X_0 \cos 2A - Z_0 \sin 2A,$$
$$Y_1 = Y'_0 = Y_0,$$
$$Z_1 = -Z'_0 = X_0 \sin 2A + Z_0 \cos 2A,$$

que l'on peut écrire sous la forme suivante :

$$(X_1 + iZ_1) = (X_0 + iZ_0)\, e^{2iA}$$
$$Y_1 = Y_0.$$

Après n réflexions sur le talus et n réflexions sous la surface, le rayon réfléchi est représenté par le vecteur $\vec{I}_n$ dont les composantes sont données par :

$$(X_n + iZ_n) = (X_0 + iZ_0) e^{2niA}$$
$$Y_n = Y_0.$$

Après n réflexions sur le talus, le rayon réfléchi est représenté par le vecteur $\vec{J}_{n-1}$ de composante X'_{n-1}, Y'_{n-1}, Z'_{n-1}, telles que :

$$(X'_{n-1} - iZ'_{n-1}) = (X_0 + iZ_0)\, e^{2niA}$$
$$Y'_{n-1} = Y_0.$$

Ces composantes écrites sous forme réelle sont :

$$X'_{n-1} = X_0 \cos 2nA - Z_0 \sin 2nA$$
$$Y'_{n-1} = Y_0$$
$$Z'_{n-1} = -X_0 \sin 2nA - Z_0 \cos 2nA.$$

On voit que X'_{n-1} et Z'_{n-1} ainsi que X_n et Z_n ne dépendent pas de Y_0. Si on projette sur un plan de section principale (XZ) parallèle à la normale au plan de pente A, l'égalité des angles d'incidence et de réflexion est conservée en projection.

De plus, dans le plan (XZ), le point I_1 se déduit du point I_0 par une rotation de 2A autour de l'origine. Le point J_0 est symétrique du point I_1 par rapport à l'axe des X. Le point I_n est obtenu par une rotation de $2nA$ autour de l'origine à partir de I_0 et le point J_{n-1} est symétrique de I_n par rapport à l'axe des X.

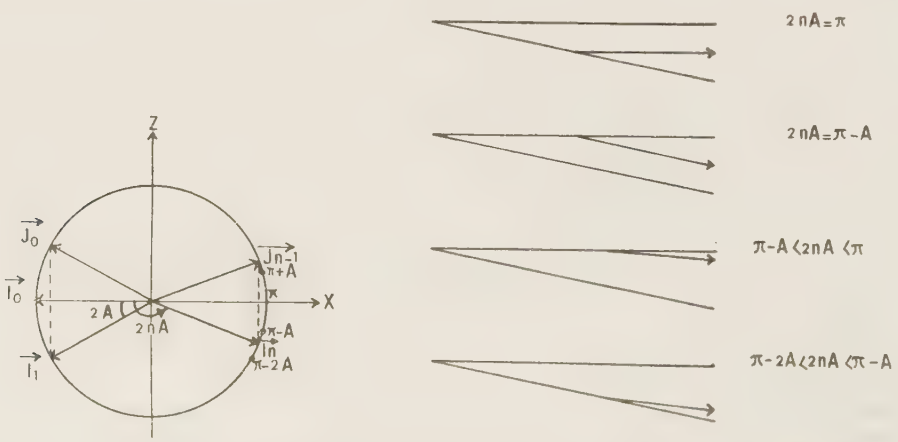


FIG. 35. — Rayon finalement réfléchi dans un plan de section principale, en fonction de la pente A du talus et pour un rayon initial d'inclinaison nulle.

2) Réflexion dans un plan de section principale.

Considérons (fig. 35) un rayon incident d'inclinaison nulle ($Z_0 = 0$) et un talus de pente A. Après n réflexions sur le talus et n réflexions sous la surface, le point I_n est obtenu par une rotation du point I_0 de $2nA$ autour de l'origine. Portons notre attention sur les points d'argument π, $\pi - A$ et $\pi - 2A$. Ou le point I_n coïncide avec le point π (I_{n-1} coïncide avec $\pi - 2A$), ou il coïncide avec le point $\pi - A$, ou il se trouve entre $\pi - 2A$ et $\pi - A$, ou il se trouve entre $\pi - A$ et π.

Soit $2nA = \pi$. Le point I_n est en π ainsi que J_{n-1}. Après n réflexions sur le talus, le rayon est réfléchi sous une inclinaison nulle.

Soit $2nA = \pi - A$. Le point I_n est en $\pi - A$. Après n réflexions sous la surface, le rayon est réfléchi parallèlement au talus.

Soit $\pi - A < 2nA < \pi$. Le point I_n est entre $\pi - A$ et π. Après n réflexions sous la surface, le rayon est réfléchi dans l'angle A.

Soit $\pi - 2A < 2nA < \pi - A$. Le point I_n est entre $\pi - 2A$ et $\pi - A$. Après $n + 1$ réflexions sur le talus, le rayon est réfléchi dans l'angle A (ce cas revient à considérer le point I_n entre π et $\pi + A$).

On a tracé (fig. 35) le rayon réfléchi dans ces différents cas.

On voit que pour les valeurs de A telles que $2nA = \pi$, le rayon réfléchi a une inclinaison nulle, comme le rayon incident initial. Ces valeurs de A sont donc privilégiées. Avant de traiter ce cas particulier pour un rayon non contenu dans un plan de section principale, nous donnons ci-dessous, pour $n = 1, 2, 3, 4$, les valeurs de A° correspondant respectivement aux quatre cas envisagés.

	$n = 1$	$n = 2$	$n = 3$	$n = 4$
$2nA = \pi$	$A° = 90°$	$A° = 45°$	$A° = 30°$	$A° = 22°,5$
$2nA = \pi - A$	$A° = 60°$	$A° = 36°$	$A° = 25,6°$	$A° = 20°$
$\pi - A < 2nA < \pi$	$60° < A° < 90°$	$36° < A° < 45°$	$25°,6 < A° < 30°$	$20° < A° < 22°,5$
$\pi - 2A < 2nA < \pi - A$	$45° < A° < 60°$	$30° < A° < 36°$	$22°,5 < A° < 25°,6$	$18° < A° < 20°$

3) Etude du cas particulier où $2nA = \pi$.

C'est le cas où A° prend les valeurs suivantes : 90° ; 45° ; 30° ; 22°5 ; 18° ; 15° ; 12°8 ; 11°2 ; 10° ; 9°, etc... Ce cas nous servira de schéma pour les raisonnements ultérieurs.

L'angle du plan vertical contenant $\vec{J}_{n-1}$ et de OX est donné par $\text{tg } a' = \dfrac{Y'_{n-1}}{X'_{n-1}} = -\dfrac{Y_0}{X_0}$.

Il en résulte que les projections, sur le plan (XY) des vecteurs $\vec{I}' = -\vec{I}_0$ et $\vec{J}_{n-1}$, d'origine O, sont symétriques par rapport à l'axe des X. Cette propriété se déduit immédiatement de la figure 36.

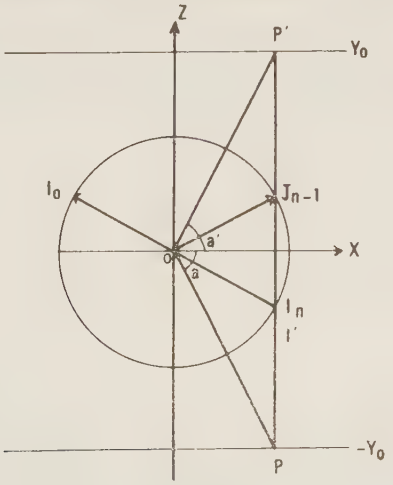


FIG. 36

I_n est obtenu par une rotation de $2nA = \pi$ autour de l'origine. Le point I' est en I_n ($\vec{I'} = -\vec{I_0}$). Le point J_{n-1} est symétrique de I_n par rapport à l'axe des X. Si par le point I_n on élève la parallèle à OZ jusqu'en P' et P d'ordonnée Y_0 et $-Y_0$, l'angle a' est l'angle OX, OP'. Il est égal à l'angle OX, OP changé de signe.

Posons : $X_0 = -\cos b \cos a$, $Y_0 = -\cos b \sin a$, $Z_0 = -\sin b$, c'est-à-dire considérons un faisceau incident sur le talus, contenu dans un plan vertical faisant l'angle a avec OX, l'inclinaison des rayons étant b.

Soit deux rayons d'inclinaison $b^{(1)}$ et $b^{(2)}$ respectivement. On a pour composantes de $J^{(1)}_{n-1}$ et de $J^{(2)}_{n-1}$ les expressions suivantes :

$X'^{(1)}_{n-1} = \cos b^{(1)} \cos a$ $\qquad$ $X'^{(2)}_{n-1} = \cos b^{(2)} \cos a$

$Y'^{(1)}_{n-1} = -\cos b^{(1)} \sin a$ $\qquad$ $Y'^{(2)}_{n-1} = -\cos b^{(2)} \sin a$

$Z'^{(1)}_{n-1} = -\sin b^{(1)}$ $\qquad$ $Z'^{(2)}_{n-1} = -\sin b^{(2)}$.

Ces deux rayons réfléchis sont dans un plan. La composante sur OZ :

$$X'^{(1)}_{n-1}\, Y'^{(2)}_{n-1} - Y'^{(1)}_{n-1}\, X'^{(2)}_{n-1}$$

du produit extérieur des deux vecteurs est nulle : il s'ensuit que le plan contenant les rayons réfléchis est vertical.

4) Inclinaison des rayons réfléchis.

L'inclinaison b' du rayon réfléchi $\vec{J}_{n-1}$ est donnée par :

$$\operatorname{tg} b' = \frac{Z'_{n-1}}{\sqrt{X'^2_{n-1} + Y'^2_{n-1}}} = -\operatorname{tg} b \text{ pour } 2nA = \pi.$$

L'inclinaison du rayon réfléchi est égale à l'inclinaison du rayon incident initial, changée de signe.

2. — RÉSULTAT DANS LE CAS OU $2nA = \pi$.

Il est ainsi établi que pour les valeurs particulières de la pente A du talus, telles que $2nA = \pi$, après n réflexions sur le talus un faisceau incident contenu dans un plan vertical, faisant un angle a avec OX, est finalement réfléchi dans un plan vertical faisant l'angle — a avec OX. Quant aux inclinaisons respectives d'un rayon incident et du rayon réfléchi, elles sont égales mais changées de signes. En particulier un rayon incident d'inclinaison nulle sera finalement réfléchi en un rayon d'inclinaison nulle.

3. — APPLICATION AUX ONDES T.

On sait que la propagation océanique des ondes T est liée à l'inclinaison des ondes tant pour une propagation Sofar que pour une propagation par « modes normaux ». Le mode de réflexion que nous venons d'établir semble résoudre théoriquement le problème des réflexions observées des ondes T puisqu'il conserve, au signe près, l'inclinaison des ondes.

Les objections que l'on peut faire ne sont donc pas liées à la propagation théorique des ondes, mais à l'existence de talus sous-marins ayant la pente précisée précédemment et surtout de talus sous-marins suffisamment étendus et de pente assez constante pour permettre ces phénomènes de réflexions successives.

Les cartes bathymétriques de la mer des Antilles montrent que des pentes moyennes de l'ordre de 22°, 15°, 12°, 10° ne sont pas rares ; tels le talus de la fosse de « Los Roques » au Nord du Vénézuéla (22°, 15°) et le talus au Sud de Porto Rico (20°, 15°, 12°, 10°), qui interviennent, nous l'avons vu, dans les réflexions d'ondes T enregistrées au Morne des Cadets. Ces pentes moyennes correspondent approximativement aux valeurs théoriques pour n égal à quelques unités. On ne peut cependant affirmer que les pentes réelles soient telles que $2nA° = 180°$, ni que les talus présentent des surfaces suffisantes.

L'étude des phénomènes de réflexion sur des talus successifs de pentes différentes permet d'écarter ces deux objections.

4. — RÉFLEXIONS SUCCESSIVES SUR DES TALUS DE PENTES DIFFÉRENTES.

Considérons une suite de talus de pente respective A_0, A_1, A_2 ... A_n. La première réflexion a lieu sur le talus de pente A_0, la seconde sur le talus de pente A_1, etc...

En gardant les mêmes notations que précédemment, on obtient immédiatement :

$\overrightarrow{J_0}$ | $(X'_0 - iZ'_0) = (X_0 + iZ_0)\, e^{2iA_0}$
$Y'_0 = Y_0.$

$\overrightarrow{I_1}$ | $(X_1 + iZ_1) = (X_0 + iZ_0)\, e^{2iA_0}$
$Y_1 = Y_0.$

et

$\overrightarrow{I_n}$ | $(X_n + iZ_n) = (X_0 + iZ_0)\, e^{2i(A_0 + A_1 + \ldots + A_{n-1})}$
$Y_n = Y_0.$

$\overrightarrow{J_{n-1}}$ | $X'_{n-1} - iZ'_{n-1} = (X_0 + iZ_0) e^{2i(A_0 + A_1 + \ldots + A_{n-1})}$
$Y'_{n-1} = Y_0.$

La relation $2nA = \pi$ devient $2(A_0 + A_1 + \ldots + A_{n-1}) = \pi$.

On obtient respectivement pour $n = 1$, $A°_0 = 90°$; pour $n = 2$, $A°_0 + A°_1 = 90°$; pour $n = 3$, $A°_0 + A°_1 + A°_2 = 90°$, etc..., ce qui peut s'exprimer en disant que la moyenne des pentes des différents talus est égale à 45° ; 30° ; 22°5 ; 18°, etc...

Etant donné que l'on relève sur les cartes bathymétriques des pentes moyennes qui sont de l'ordre de la moyenne des pentes pour n supérieur ou égal à 4 ($n = 4$, quatre réflexions sur le talus de pente égale à 22°5), on est en droit d'admettre qu'il existe effectivement des associations de talus sur lesquels ces phénomènes ont réellement lieu.

Les cartes bathymétriques, tracées de 1.000 en 1.000 m, ne mettent pas en évidence des pentes de l'ordre de 30° et supérieures. On sait cependant qu'il existe des reliefs sous-marins pouvant avoir des pentes très fortes. Ces surfaces ne sont alors que de petites dimensions et ne pourraient intervenir que pour des ondes de petites longueurs. Le nombre des réflexions se réduirait à 3 ($n = 3$) ou à 2 ($n = 2$). Nous avons vu que, pour une moyenne des pentes égale à 22°5, le nombre des réflexions était de quatre. Pour des pentes inférieures, le nombre des réflexions croît d'autant plus que la pente est plus faible : les ondes T de petites longueurs seront alors dispersées par les irrégularités du talus. Nous rappellerons à ce sujet les enregistrements obtenus en Martinique à l'occasion des éruptions sous-marines voisines de l'île de Grenade [18]. Deux trains d'ondes étaient enregistrés. Le premier était caractérisé par une vitesse de l'ordre de celle du son dans la mer ; les périodes étaient de 0,2 s au maximum. Le second train d'ondes, de période très régulière de l'ordre de 0,5 s, a été interprété par la réflexion d'ondes sur la crête d'Aves. Or, les pentes moyennes y sont tout au plus de l'ordre de 15° ($n = 6$) ; les composantes ayant des périodes de l'ordre de 0,2 s ($\lambda = 300$ m) auraient disparu par diffusion au cours des cinq ou six réflexions successives sur le talus.

5. — INCLINAISON b' DU RAYON n FOIS RÉFLÉCHI SUR LE TALUS DANS LE CAS OÙ $2nA$ EST PEU DIFFÉRENT DE π ET $b = 0$.

Valeurs limites de A pour que $|b'|$ soit au plus égal à une valeur β donnée à l'avance.

L'inclinaison b' du rayon finalement réfléchi est donnée par :

$$\operatorname{tg} b' = \frac{Z'_{n-1}}{\sqrt{X'^2_{n-1} + Y'^2_{n-1}}} = \frac{\sin 2nA}{\sqrt{\cos^2 2nA + \operatorname{tg}^2 a}}$$

Si $2nA$ est plus petit que π, le rayon finalement réfléchi est ascendant, l'inclinaison b' est positive et plus petite ou égale à β si :

$$\sin 2nA \leqslant \sin u \quad \text{avec} \quad \sin u = \frac{\sin \beta}{\cos a}$$

La condition pour que l'inclinaison b' soit, en valeur absolue, au plus égale à β, est donc :

$$\frac{\pi - u}{2n} \leqslant A \leqslant \frac{\pi + u}{2n}$$

On voit que la variation admissible pour la pente A du talus est d'autant plus faible que le nombre de réflexions n est grand pour une valeur donnée de a, et que pour un nombre n donné de réflexions, la variation admissible pour A est d'autant plus grande que a est grand.

On trouvera ci-dessous, pour $\beta = 10°$, $a = 45°$ et $a = 60°$, valeurs de a rencontrées dans l'étude des ondes T réfléchies, enregistrées en Martinique, les variations admissibles pour A telles que le rayon initial d'inclinaison nulle soit finalement réfléchi sous une inclinaison au plus égale à 10°.

$a = 45°$	$n = 2$	$41°5 \leqslant A° \leqslant 48°5$	$a = 60°$	$40° \leqslant A° \leqslant 50°$	
	$n = 3$	$27°7$ $32°3$		$27°7$	$33°3$
	$n = 4$	$20°7$ $24°3$		$20°$	$25°$
	$n = 5$	$16°6$ $19°4$		$16°$	$20°$
	$n = 6$	$13°8$ $16°2$		$13°3$	$16°6$
	$n = 7$	$11°8$ $13°8$		$11°3$	$14°2$
	$n = 8$	$10°4$ $12°$		$9°9$	$12°4$
	$n = 9$	$9°2$ $10°7$		$8°8$	$11°1$

Dans le cas d'association de talus, le rayon d'inclinaison initiale nulle est finalement réfléchi sous une inclinaison plus petite ou égale à β si :

$$\pi - u \leqslant \sum_{p=0}^{n-1} 2A_p \leqslant \pi + u.$$

Pour $a = 45°$ et pour $a = 60°$ on trouve respectivement $u \not\geqslant 14°$ et $u \not\geqslant 20°$.

On remarque que, dans le cas d'un talus unique et pour $a = 45°$, les domaines des valeurs admissibles pour la pente A du talus se recouvrent l'un l'autre pour une pente du talus inférieure à 16°2. Si l'on écarte les valeurs de A comprises entre 16°2 et 16°6 (valeurs très voisines), on trouve 19°4. Pour $a = 60°$, les domaines de valeurs admissibles pour A se superposent de proche en proche pour A inférieur à 25°.

Ainsi, pour un talus unique de pente quelconque inférieure à 25° pour $a = 60°$ et inférieure à 19°4 (à l'exception des valeurs comprises entre 16°2 et 16°6) pour $a = 45°$, le rayon initial d'inclinaison nulle est réfléchi finalement sous une inclinaison inférieure à 10°.

Dans le cas d'association de talus il en est de même, en particulier, quand la pente de chaque talus est comprise entre les valeurs limites relatives à a et à n données ci-dessus.

6. — CALCUL DES COORDONNÉES DES POINTS DE RÉFLEXION.

Soit un talus de pente A, les axes OX, OY, OZ, ainsi que représentés fig. 34, et le vecteur unité $\vec{I}_0$ du rayon incident au point P_0 du plan du talus P.

P_0 est défini par : $x_0 = \rho_0 \cos A$, $y_0 = 0$, $z_0 = -\rho_0 \sin A$.

Le rayon réfléchi sur P est tel que :

$$\frac{x'_0 - x_0}{X'_0} = \frac{y'_0 - y_0}{Y'_0} = \frac{z'_0 - z_0}{Z'_0}$$

Il perce la surface au point Q_0 $(x'_0, y'_0, z'_0 = 0)$.

1) Calcul de x'_0 et y'_0.

On a :

$$\frac{x'_0 - x_0}{X'_0} = \frac{y'_0 - y_0}{Y'_0} = \frac{-z_0}{Z'_0} = \frac{x'_0 - (x_0 + iz_0)}{X'_0 + iZ'_0} = \frac{x'_0 - (x_0 - iz_0)}{X'_0 - iZ'_0} =$$

$$\frac{x'_0 - (x_0 + iz_0)}{(X_0 - iZ_0)\, e^{-2iA}} = \frac{x'_0 - (x_0 - iz_0)}{(X_0 + iZ_0)\, e^{2iA}} = \frac{(x_0 + iz_0) - (x_0 - iz_0)}{(X_0 + iZ_0)\, e^{2iA} - (X_0 - iZ_0)\, e^{-2iA}}$$

d'où :

$$x'_0[(X_0 + iZ_0)e^{2iA} - (X_0 - iZ_0)e^{-2iA}] = (x_0 + iz_0)(X_0 + iZ_0)e^{2iA} - (x_0 - iz_0)(X_0 - iZ_0)e^{-2iA},$$

or : $x_0 + iz_0 = \rho_0 e^{-iA}$.

Posons de plus : $X_0 + iZ_0 = \xi$ et $X_0 - iZ_0 = \bar{\xi}$.

On obtient : $x'_0(\xi e^{2iA} - \bar{\xi} e^{-2iA}) = \rho_0(\xi e^{iA} - \bar{\xi} e^{-iA})$.

Finalement, les coordonnées de Q_0 sont les suivantes :

$$x'_0 = \frac{\rho_0(\xi e^{iA} - \bar{\xi} e^{-iA})}{\xi e^{2iA} - \bar{\xi} e^{-2iA}}$$

Pour y'_0 on a :

$$y'_0 = y_0 + Y_0 \frac{\rho_0 e^{-iA} - \rho_0 e^{iA}}{\xi e^{2iA} - \bar{\xi} e^{-2iA}} = y_0 - Y_0 \frac{2i\rho_0 \sin A}{\xi e^{2iA} - \bar{\xi} e^{-2iA}}$$

Rappelons que $z'_0 = 0$.

2)

Le rayon réfléchi sur la surface en Q_0 rencontre le talus en un point $P_1(x_1, y_1, z_1)$ tel que :

$$\frac{x_1 - x'_0}{X_1} = \frac{y_1 - y'_0}{Y_1} = \frac{z_1}{Z_1}$$

On posera : $x_1 = \rho_1 \cos A$
$z_1 = -\rho_1 \sin A$

ainsi que : $\frac{x_1}{x_0} = \frac{z_1}{z_0} = \frac{\rho_1}{\rho_0} = \theta_1$.

En remplaçant x_1 par $\theta_1 x_0$ et z_1 par $\theta_1 z_0$, et en procédant comme il a été fait pour le calcul de x'_0 et de y'_0, on obtient facilement :

$$\theta_1 = \frac{\rho_1}{\rho_0} = \frac{\xi e^{iA} - \bar{\xi} e^{-iA}}{\xi e^{3iA} - \bar{\xi} e^{-3iA}}$$

d'où x_1 et z_1.

Calcul de y_1.

On a :

$$\frac{y_1 - y'_0}{Y_1} = \frac{y_1 - y'_0}{Y_0} = \frac{-2i\theta_1 \rho_0 \sin A}{\xi e^{2iA} - \xi e^{-2iA}}$$

En remplaçant y'_0 par sa valeur précédemment calculée, on obtient l'expression suivante pour y_1 :

$$\frac{y_1 - y_0}{Y_0} = \frac{-2i\rho_0 \sin 2A}{\xi e^{3iA} - \bar{\xi} e^{-3iA}}$$

Sous forme réelle, on obtient pour x_1, y_1, z_1 les expressions :

$$\frac{x_1}{x_0} = \frac{z_1}{z_0} = \frac{X_0 \sin A + Z_0 \cos A}{X_0 \sin 3A + Z_0 \cos 3A}$$

et

$$\frac{y_1 - y_0}{Y_0} = -\frac{\rho_0 \sin 2A}{X_0 \sin 3A + Z_0 \cos 3A}$$

3) Calcul des coordonnées du point P_n (x_n, y_n, z_n).

On peut écrire :

$$\frac{x_n - x'_{n-1}}{X_n} = \frac{y_n - y'_{n-1}}{Y_n} = \frac{z_n}{Z_n}$$

et

$x_n = \rho_n \cos A$; $x_{n-1} = \rho_{n-1} \cos A$;
$z_n = -\rho_n \sin A$; $z_{n-1} = -\rho_{n-1} \sin A$,

d'où :

$$\theta_n = \frac{\xi_{n-1} e^{iA} - \bar{\xi}_{n-1} e^{-iA}}{\xi_{n-1} e^{3iA} - \bar{\xi}_{n-1} e^{-3iA}} = \frac{\xi e^{(2n-1)iA} - \bar{\xi} e^{-(2n-1)iA}}{\xi e^{(2n+1)iA} - \bar{\xi} e^{-(2n+1)iA}}$$

avec :

$$\theta_n = \frac{x_n}{x_{n-1}} = \frac{z_n}{z_{n-1}} = \frac{\rho_n}{\rho_{n-1}}$$

On peut écrire par ailleurs :

$$\frac{x_n}{x_0} = \frac{x_n \cdot x_{n-1} \cdot x_{n-2} \cdot \ldots \cdot x_2 \cdot x_1}{x_{n-1} \cdot x_{n-2} \cdot x_{n-3} \cdot \ldots \cdot x_1 \cdot x_0} = \theta_n \cdot \theta_{n-1} \cdot \theta_{n-2} \cdot \ldots \cdot \theta_1,$$

et une expression analogue pour $\frac{z_n}{z_0}$ ainsi que pour $\frac{\rho_n}{\rho_0}$.

On obtient pour $\frac{\rho_n}{\rho_0}$ l'expression suivante :

$$\frac{\rho_n}{\rho_0} = \frac{\xi e^{iA} - \bar{\xi} e^{-iA}}{\xi e^{(2n+1)iA} - \bar{\xi} e^{-(2n+1)iA}} = \frac{X_0 \sin A + Z_0 \cos A}{X_0 \sin (2n+1)A + Z_0 \cos (2n+1)A}.$$

et comme on a vu que : $\frac{x_n}{x_0}=\frac{z_n}{z_0}=\frac{\rho_n}{\rho_0}$, on obtient finalement, sous forme réelle, les expressions suivantes :

$$\frac{x_n}{x_0}=\frac{z_n}{z_0}=\frac{X_0\sin A+Z_0\cos A}{X_0\sin(2n+1)A+Z_0\cos(2n+1)A}$$

qui permettent de calculer facilement les coordonnées x_n et z_n du point P_n. Ce point P_n correspond, rappelons-le, à $n+1$ réflexions sur le talus.

Calcul de y_n.

On peut écrire :

$$\frac{y_n-y_0}{Y_0}=\frac{(y_n-y_{n-1})+(y_{n-1}-y_{n-2})+\ldots+(y_1-y_0)}{Y_0}$$

On calculera d'abord $\frac{y_n-y_{n-1}}{Y_0}$.

On a :

$$\frac{y_n-y_{n-1}}{Y_0}=\frac{-2i\sin 2A\ \rho_{n-1}}{\xi_{n-1}e^{3iA}-\bar{\xi}_{n-1}e^{-3iA}}=\frac{-2i\sin 2A}{\xi e^{(2n+1)iA}-\bar{\xi}e^{-(2n+1)iA}}\ \frac{\rho_{n-1}}{\rho_0}\cdot\rho_0$$

en remplaçant $\frac{\rho_{n-1}}{\rho_0}$ par sa valeur on obtient :

$$\frac{y_n-y_{n-1}}{Y_0}=\frac{-2i\sin 2A}{\xi e^{(2n+1)iA}-\bar{\xi}e^{-(2n+1)iA}}\ \frac{\xi e^{iA}-\bar{\xi}e^{-iA}}{\xi e^{(2n-1)iA}-\bar{\xi}e^{-(2n-1)iA}}\cdot\rho_0$$

ou sous forme réelle :

$$\frac{y_n-y_{n-1}}{Y_0}=\frac{-\rho_0\sin 2A\ (X_0\sin A+Z_0\cos A)}{[X_0\sin(2n+1)A+Z_0\cos(2n+1)A]\ [X_0\sin(2n-1)A+Z_0\cos(2n-1)A]}$$

En posant $X_0=M\cos B$ et $Z_0=M\sin B$, on met aisément $\frac{y_n}{Y_0}$ sous la forme :

$$\frac{y_n}{Y_0}=\frac{-\rho_0}{M}\sin 2A\sin(A+B)\sum_{p=1}^{n}\frac{1}{\sin[(2p+1)A+B]\sin[(2p-1)A+B]}$$

ou

$$\frac{y_n}{Y_0}=\frac{2\rho_0}{M}\sin 2A\sin(A+B)\sum_{p=1}^{n}\frac{1}{\cos(4pA+2B)-\cos 2A}$$

Nous poserons encore $r=2B$ et :

$$\sum_{p=1}^{n}\frac{1}{\cos(4pA+r)-\cos 2A}=\sum_{p=1}^{n}G_p(r).$$

Cherchons $\int G_p(r)dr$. Le calcul donne :

$$\int G_p(r)dr=\frac{1}{\sin 2A}\ \mathrm{Log}\ \frac{\sin\left(\frac{r}{2}+(2p+1)A\right)}{\sin\left(\frac{r}{2}+(2p-1)A\right)}$$

d'où

$$\int\sum_{p=1}^{n}G_p(r)dr=\frac{1}{\sin 2A}\ \mathrm{Log}\ \frac{\sin\left(\frac{r}{2}+(2n+1)A\right)}{\sin\left(\frac{r}{2}+A\right)}$$

En dérivant par rapport à r on obtient :

$$\sum_{p=1}^{n} G_p(r) = \frac{-1}{2 \sin 2A} \frac{\sin 2nA}{\sin\left(\frac{r}{2} + (2n+1)A\right)\sin\left(\frac{r}{2} + A\right)}$$

d'où en remontant on trouve :

$$y_n = -\rho_0 Y_0 \frac{\sin 2nA}{X_0 \sin(2n+1)A + Z_0 \cos(2n+1)A}$$

7. — APPLICATION AU CAS OÙ $2nA = \pi$.

Nous poserons comme précédemment :

$$X_0 = -\cos b \cos a, \quad Y_0 = -\cos b \sin a, \quad Z_0 = -\sin b, \quad \rho_0 = \frac{h}{\sin A}$$

où h est la profondeur au point d'incidence du rayon initial. Les coordonnées de P_0 sont alors : $x_0 = h \operatorname{cotg} A$, $y_0 = 0$, $z_0 = -h$.

Après n réflexions sur le talus, le point à considérer est le point P_{n-1}. Pour $2nA = \pi$ on trouve :

$$x_{n-1} = \frac{-h}{\operatorname{tg} A} \frac{\sin b \cos A + \cos b \cos a \sin A}{\sin b \cos A - \cos b \cos a \sin A}$$

$$y_{n-1} = \frac{2h \cos b \sin a \cos A}{\sin b \cos A - \cos b \cos a \sin A}$$

$$z_{n-1} = h \frac{\sin b \cos A + \cos b \cos a \sin A}{\sin b \cos A - \cos b \cos a \sin A}$$

Si l'on considère un rayon incident initial d'inclinaison nulle, $b = 0$, on trouve immédiatement : $z_{n-1} = -h = z_0$.

Après n réflexions sur le talus, le rayon initial d'inclinaison nulle, incident en un point situé à la profondeur h, est finalement réfléchi à la même profondeur h, et, nous l'avons vu précédemment, en un rayon d'inclinaison nulle, faisant avec OX un angle a′ égal à — a.

Cherchons le décalage sur l'axe des Y, entre le point d'incidence initial et le point P_{n-1}, pour $b = 0$.

On a :

$$y_{n-1} = -2h \operatorname{tg} a \operatorname{cotg} A.$$

Nous avons tracé (fig. 37), pour A° égal successivement à 45° ; 30° ; 22°5 ; 18° et 15°, pour $b = 0$, $h = 1.500$ m et $h = 3.000$ m, la trajectoire des ondes dans une section droite. On peut lire sur ces graphiques les valeurs de x et de z des points de réflexion. Le tableau ci-dessous donne les valeurs de y_{n-1} pour les mêmes valeurs de A°, pour $h = 1.500$ m et pour a égal successivement à 45° et à 60°. Pour $h = 3.000$ m, ces valeurs de y_{n-1} sont à doubler.

	$n = 2$ A = 45°	$n = 3$ A = 30°	$n = 4$ A = 22°,5	$n = 5$ A = 18°	$n = 6$ A = 15°
$a = 45°$	3.000 m	5.200 m	7.200 m	9.200 m	11.200 m
$a = 60°$	5.200 m	9.000 m	12.500 m	16.000 m	19.400 m

On voit que les dimensions des talus doivent être d'autant plus grandes que la pente du talus est plus petite, et que pour une même valeur de A, le décalage y_{n-1} est d'autant plus grand que a est plus grand.

8. — PROFONDEUR DU DERNIER POINT DE RÉFLEXION DANS LE CAS D'ASSOCIATION DE TALUS.

Les formules qui permettent de calculer les coordonnées du dernier point de réflexion ne sont établies que pour un talus unique. Elles ne peuvent être appliquées dans le cas des associations de

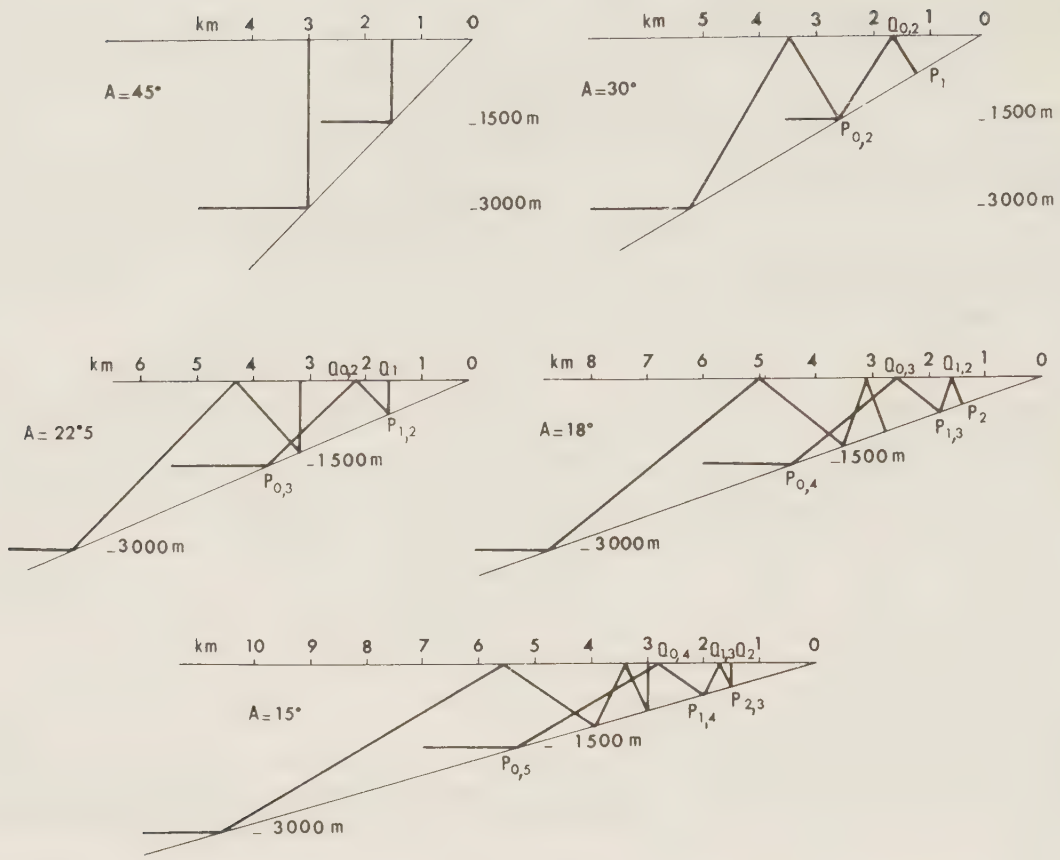


FIG. 37. — Projection sur un plan de section principale des réflexions successives d'un rayon initial, incident à 1.500 m et à 3.000 m de profondeur, d'inclinaison nulle ($b = 0$), et pour différentes valeurs de la pente A du talus ($2nA = \pi$, $n = 2, 3, 4, 5, 6$)

talus. En particulier le dernier point de réflexion du rayon d'inclinaison initiale nulle, $b = 0$, n'est pas situé, généralement, à une profondeur égale à celle du point d'incidence initiale.

Il existe toutefois des dispositions relatives de talus telles que $z_{n-1} = h = z_0$ pour un rayon initial d'inclinaison nulle, $b = 0$. Ainsi considérons deux talus de pentes respectives A_0 et A_1 avec $A_0 + A_1 = 90°$. En projection sur le plan XOZ, on a la figure 38 qui permet d'écrire :

$D_1 = (h_0 + h_1) \operatorname{cotg} 2A_0 + h_1 \operatorname{cotg} A_1 - h_0 \operatorname{cotg} A_0$

D_1 étant la distance horizontale entre les traces des deux talus.

La profondeur h_1 du point de réflexion sur le talus de pente A_1 est égale à la profondeur h_0 du point d'incidence sur le talus de pente A_0 du rayon initial d'inclinaison nulle, si $D_1 = 0$.

Considérons de même trois talus de pentes respectives A_0, A_1, A_2 avec $A_0 + A_1 + A_2 = 90°$. Pour un rayon initial d'inclinaison nulle, on peut écrire :

$D_1 = (h_0 + h_1) \operatorname{cotg} 2A_0 + h_1 \operatorname{cotg} A_1 - h_0 \operatorname{cotg} A_0$

$D_2 = (h_1 + h_2) \operatorname{cotg} 2(A_0 + A_1) + h_2 \operatorname{cotg} A_2 - h_1 \operatorname{cotg} A_1$

D_1 est la distance horizontale entre les traces des deux premiers talus, D_2 est celle du deuxième talus au troisième.

Le calcul conduit à la relation :

$D_1 \sin 2A_0 \sin(A_1 + 2A_2) + D_2 \sin 2A_2 \sin(A_1 + 2A_0) = 0,$

liant les distances algébriques D_1 et D_2 aux pentes A_0, A_1 et A_2 des trois talus. On remarque que D_1 et D_2 sont de signe contraire et que cette relation est satisfaite en particulier pour $D_1 = D_2 = 0$.

Pour n talus, on obtiendrait une relation linéaire entre $D_1, D_2 \ldots D_{n-1}$, dont les coefficients dépendraient de $A_0, A_1 \ldots A_{n-1}$ liés par :

$$\sum_{p=0}^{n-1} A_p = \frac{\pi}{2}$$

9. — RÉFLEXIONS À PROFONDEUR CONSTANTE OU À DES PROFONDEURS PEU DIFFÉRENTES PAR ASSOCIATION DE TALUS.

Les tracés des rais (fig. 37) montrent que, dans le cas d'un talus unique, les réflexions intermédiaires sur le talus sont situées à des profondeurs inférieures à celle du premier point d'incidence pour un rai horizontal.

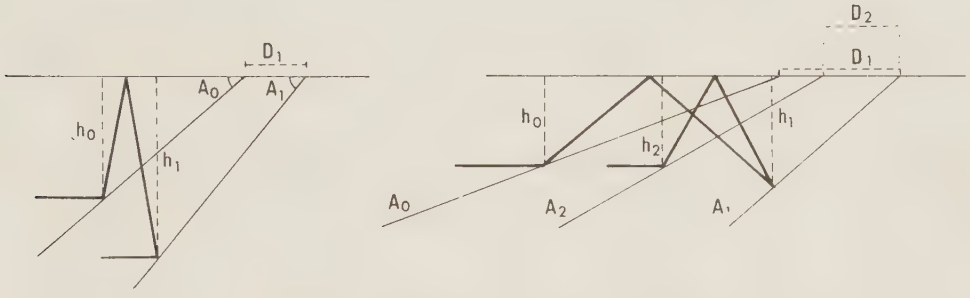


FIG. 38. — Schéma de réflexions successives par association de talus

Par association de talus, on l'a vu précédemment, il est possible que la dernière réflexion ait lieu à la profondeur du premier point d'incidence. De plus, dans le cas de trois talus, représentés figure 38, la réflexion intermédiaire a lieu à une profondeur supérieure à la profondeur du premier point d'incidence ($b = 0$).

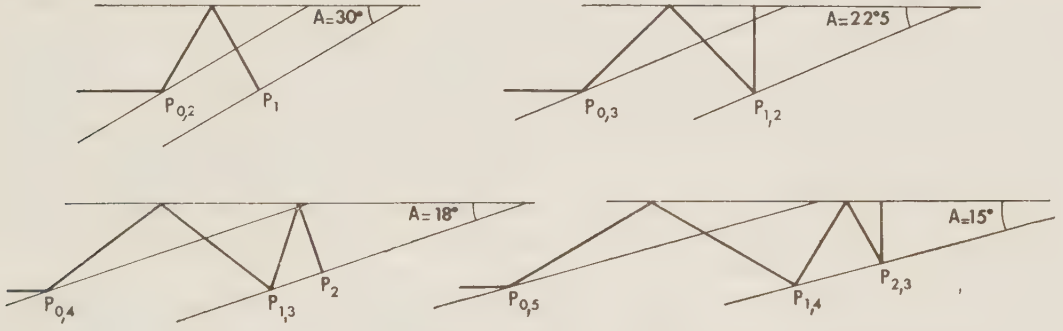


FIG. 39. — Réflexions par talus associés tels que les profondeurs aux différents points de réflexion sur le talus soient peu différentes, sinon égales

Nous avons tracé (fig. 39) des associations de talus telles que toutes les réflexions aient lieu à la même profondeur ou à des profondeurs très voisines. Nous avons admis, pour simplifier, que les différents talus, pour n donné, avaient une pente A_p égale à $\frac{\pi}{2n}$. On voit que pour $n = 3, 4, 5, 6$, l'association de trois talus successifs est suffisante pour que les réflexions aient lieu à des profondeurs peu différentes. Les graphiques permettent de déterminer la distance horizontale, selon OX, entre les traces des talus. Cette distance est égale à la distance normale séparant, en projection sur le plan horizontal, les portions de la même courbe de niveau correspondant aux différents talus. Ces distances ramenées à l'échelle de la carte « Caribbean sea and surrounding parts of North, Central and South America », au 1/10.000.000, sont les suivantes pour $h = 1.500$ m.

$n = 3$ A = 30°	$n = 4$ A = 22,5°	$n = 5$ A = 18°	$n = 6$ A = 15°
0,17 mm	0,3 mm	0,4 mm	0,55 mm

Pour $h = 3.000$ m, ces valeurs doivent être doublées.

On peut par ailleurs calculer le décalage selon OY entre le point d'incidence initiale P_0 et le point P_1, entre les points P_1 et P_{n-2} et entre les points P_{n-2} et P_{n-1}. On trouve les valeurs suivantes pour $h = 1.500$ m, et pour $a = 45°$ et $a = 60°$. (Ce sont des ordres de grandeur).

A = 30°	A = 22°,5	A = 18°	A = 15°
$a = 45°$			
$P_0P_1 = 3,5$ km	$P_0P_1 = 4,25$ km	$P_0P_1 = 5$ km	$P_0P_1 = 6$ km
$P_1P_2 = 3,5$	$P_1P_2 = 3$	$P_1P_3 = 5,5$	$P_1P_4 = 8$
	$P_2P_3 = 4,25$	$P_3P_4 = 5$	$P_4P_5 = 6$
$a = 60°$			
$P_0P_1 = 6$	$P_0P_1 = 7,3$	$P_0P_1 = 8,8$	$P_0P_1 = 10$
$P_1P_2 = 6$	$P_1P_2 = 5$	$P_1P_3 = 9,5$	$P_1P_4 = 14$
	$P_2P_3 = 7,3$	$P_3P_4 = 8,8$	$P_4P_5 = 10$

Pour $h = 3.000$ m ces valeurs doivent être doublées.

On trouvera (fig. 40) le tracé de la courbe d'égale profondeur (1.500 m et 3.000 m) des trois talus associés pour différentes valeurs de A, pente des talus et pour $a = 45°$ et $a = 60°$, ainsi que les dimensions horizontales, selon OY, des trois talus affectés par ces réflexions. L'ensemble des rais incidents sur le premier talus participe à ces réflexions.

On voit que pour $h = 1.500$ m, le décrochement, selon OX, des différents talus est tout au plus de 1/2 mm (à l'échelle de la carte) et que les dimensions des talus, selon OY, pour $a = 45°$ restent petites (de l'ordre de 25 km au total pour $A = 15°$). Ces dispositions relatives de talus intéressent des détails du relief. Pour $A = 15°$ et $a = 60°$, le talus dans son ensemble s'étend sur une cinquantaine de kilomètres. A l'échelle de la carte, de tels talus seraient difficiles à repérer. Toutefois, au Sud de Porto Rico et au large de l'arc des Petites-Antilles, on remarque de légères sinuosités dans le tracé de lignes de niveau.

Lorsque $h = 3.000$ m, les dimensions des talus conduisent à des réflexions qui s'effectuent sur près de 100 km (selon OY, $a = 60°$, $A = 15°$), pour des décrochements de talus selon OX qui restent petits : 1 mm au maximum à l'échelle de la carte. Les courbes de niveau se présenteraient alors sous une forme qui, dans son ensemble, serait une ondulation largement étendue (pouvant atteindre une centaine de kilomètres) et de faible amplitude. Les courbes de niveau présentent souvent des accidents de ce genre.

On notera de plus que si le troisième talus, sur lequel a lieu la dernière réflexion, occupe une position quelconque, intermédiaire entre les positions par rapport à OX des deux premiers talus, le rai sera finalement réfléchi à une profondeur supérieure à celle du premier point d'incidence P_0. Il en est de même dans le cas d'un seul décrochement de talus. La carte bathymétrique montre bien en certaines régions de tels accidents, nous citerons en particulier le talus de Los Roques.

On ne peut prétendre, par des schémas aussi simples, traduire la complexité des talus sous-marins dont les dimensions vont de quelque 10 km à 100 km. Nous avons voulu montrer que des associations de talus pouvaient conduire à des réflexions telles que la profondeur des points de

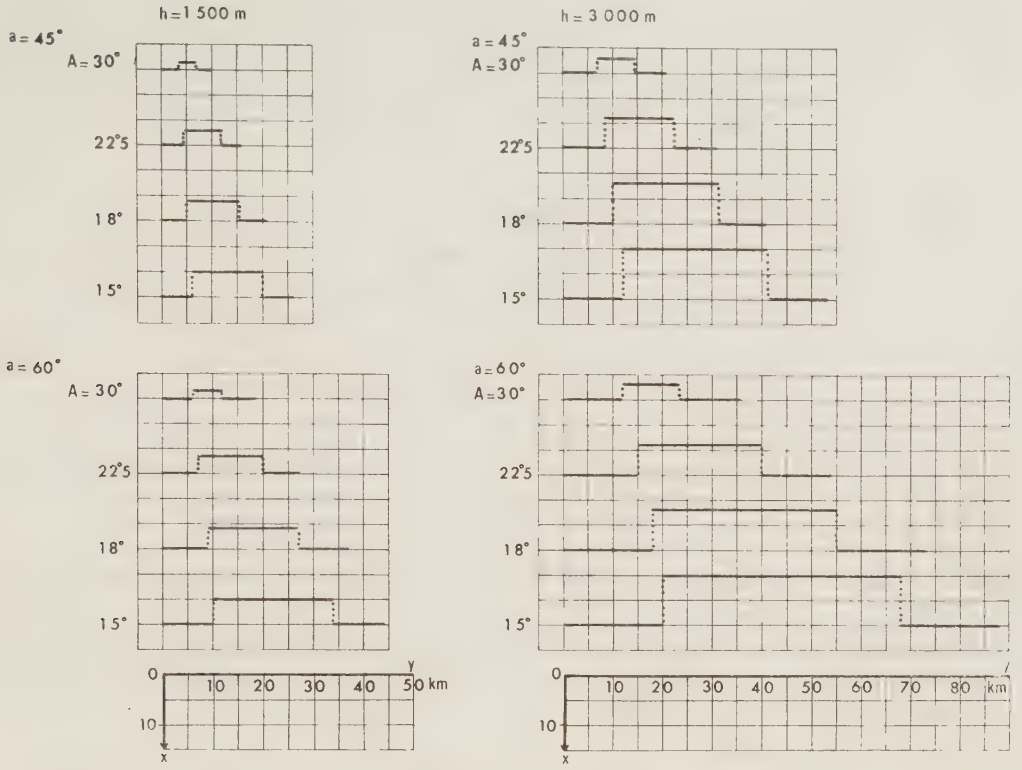


FIG. 40. — Tracé des courbes de niveau des talus associés (représentés fig. 39), pour $h = 1.500$ m et $h = 3.000$ m, $a = 45°$, $a = 60°$, et pour différentes valeurs de A, pente des talus

réflexion soit à peu près constante sinon supérieure à la profondeur du premier point d'incidence et qu'inversement, des dispositions de talus, où le deuxième talus est dans certaines limites décroché par rapport au premier en direction de la mer profonde, conduisaient à des points de réflexions intermédiaires qui sont à des profondeurs inférieures à la profondeur du premier point d'incidence et respectivement plus petites que dans le cas d'un talus unique.

10. — VARIATION DE LA VITESSE DU SON DANS LA MER. COURBURE DES RAIS.

Nous avons admis jusqu'à présent que la propagation des ondes se faisait en suivant des rais rectilignes. Or, on sait que la vitesse du son dans la mer varie avec la profondeur. La courbure correspondante des rais modifie les décalages selon OX et OY des points de réflexion ainsi que les inclinaisons des rais obtenues par les calculs précédents.

La variation de la vitesse avec la profondeur résulte principalement d'un effet de température et d'un effet de pression. On sait que la décroissance de la température à partir de la surface entraîne d'abord une décroissance de la vitesse du son, mais que l'effet de la pression, prépondérant à partir d'une certaine profondeur, conduit ensuite à une augmentation de la vitesse. La courbe moyenne de la vitesse du son dans l'Atlantique présente ainsi un minimum vers 1.500 m de profondeur. Ce minimum a lieu vers 1.000 m dans le Pacifique.

Nous nous limiterons à l'étude des différences d'inclinaison des rais dans le cas où l'on suppose que la répartition de la vitesse en fonction de la profondeur (représentée figure 41) n'est pas modifiée par la proximité d'un talus. La complexité des courants sous-marins, d'où résulterait une répartition différente de la vitesse, conduirait à l'étude de cas régionaux et particuliers. On sait toutefois que « des stations terrestres, dont les hydrophones sont immergés dans le canal du son », reçoivent les ondes qui se sont propagées par le canal Sofar (J. BOURCART) [11], ce qui permet de supposer que celui-ci existe au voisinage d'un talus sous-marin.

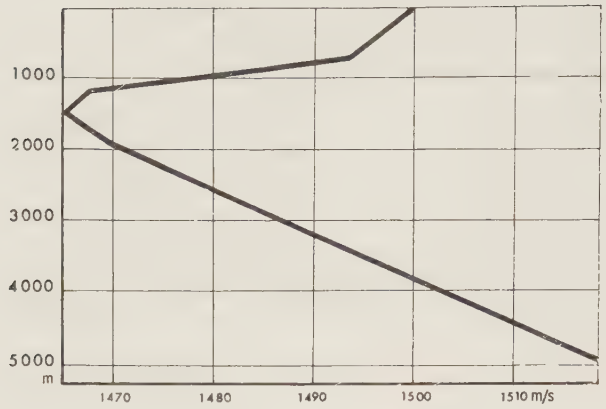


FIG. 41. — Courbe moyenne de la vitesse du son dans l'Atlantique d'après les résultats de M. EWING et de J.-L. WORZEL (*Geol. Soc. Amer. Mem.*, 27).

1) Réflexions par association de talus telles que les réflexions aient lieu à des profondeurs égales ou très voisines.

Les résultats théoriques obtenus précédemment, quant à l'inclinaison des rais aux différents points de réflexion sur les talus pour un rayon initial d'inclinaison nulle, ne sont pas modifiés par la variation de la vitesse avec la profondeur.

2) Talus unique.

Les figures 37 montrent que, pour un rai initial d'inclinaison nulle et incident à 3.000 m de profondeur, les réflexions intermédiaires ont lieu à des profondeurs voisines de 1.000 m pour des talus de pente respectivement égale à 30° ; 22°5 ; 18° ; 15°. La courbe moyenne de la variation de la vitesse avec la profondeur, résultant de mesures faites dans l'Atlantique, montre que la vitesse vers 3.000 m de profondeur passe par des valeurs voisines de celle qui existe vers 1.000 m de profondeur. Si la courbure des rais est susceptible de déplacer sur le talus les points de réflexions intermédiaires, par rapport aux points obtenus dans le cas où la vitesse est constante, il existe cependant une profondeur moyenne z_0 d'incidence itiniale, correspondant à une vitesse V_0, telle que les réflexions intermédiaires aient lieu à une profondeur où la vitesse moyenne est encore égale à V_0 ou en est très voisine. Dans ce cas, les inclinaisons calculées des rais ne sont pas modifiées par la variation de vitesse dans la mer.

3) Rai d'inclinaison nulle incident à la profondeur de l'axe du Sofar.

Le schéma relatif à une pente de 45° montre que les deux réflexions ont lieu à la même profondeur. La courbure du rai, correspondant à la variation de vitesse, n'entraînera cependant pas de modification sur l'inclinaison du rai finalement réfléchi. Le rai d'inclinaison nulle incident à la profondeur de l'axe du Sofar (en particulier) sera finalement réfléchi à la même profondeur et sous une inclinaison nulle.

Pour des pentes A du talus égales à 30° ; 22°5 ; 18° ; 15°, il est possible d'obtenir une bonne approximation de l'influence de la variation de la vitesse du son dans la mer sur l'inclinaison du rai finalement réfléchi à partir de la remarque suivante :

Pour une pente de 18°, par exemple, le rai peut être défini par le parcours : P_0, Q_0, P_1, Q_1, P_2, Q_2, P_3, Q_3, P_4, qui peut être considéré comme la somme des trois trajets successifs :

a) trajet P_0, Q_0, P_1 ;

b) trajet P_1, Q_1, P_2, Q_2, P_3 ;

c) trajet P_3, Q_3, P_4.

a) Considérons un rai d'inclinaison nulle, incident sur le talus en P_0 à la profondeur de l'axe du Sofar (1.500 m) et faisant l'angle *a* avec OX (fig. 42). L'inclinaison *b'* du rayon réfléchi est donnée par la relation suivante :

$$\sin b' = \cos a \sin 2A.$$

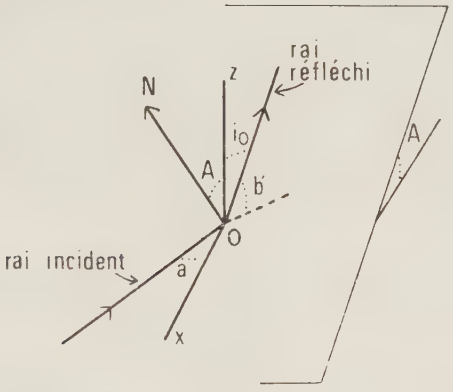


FIG. 42

Soit i_0 le complément de *b'*. L'angle i_0, c'est l'angle du rayon réfléchi en P_0 et de la verticale en ce point.

Soit i'_0 l'angle du rai et de la verticale au point Q_0, à la surface de l'océan, et i_1 l'angle du rai et de la verticale au point P_1 sur le talus à 500 m de profondeur environ (fig. 43).

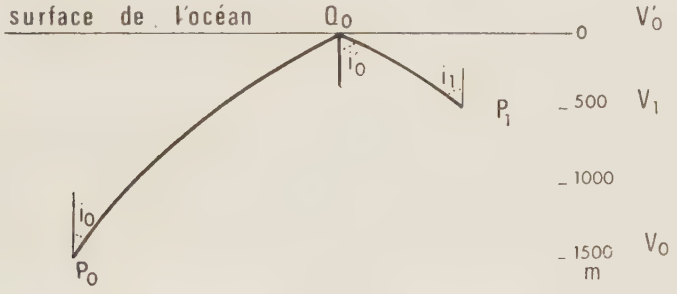


FIG. 43

Par suite de la variation de la vitesse entre les points P_0, Q_0, P_1, on peut écrire, en appelant V_0 la vitesse en P_0, V'_0 la vitesse en Q_0 et V_1 la vitesse en P_1 les relations suivantes :

$$\frac{\sin i'_0}{V'_0} = \frac{\sin i_1}{V_1} = \frac{\sin i_0}{V_0}$$

On trouvera ci-dessous, pour différentes valeurs de A et de *a*, les ordres de grandeur des différences $i_1 - i_0$ pour $V_0 = 1.465$ m/s et $V_1 = 1.495$ m/s.

	A = 30°	A = 22°,5	A = 18°	A = 15°
a	$i_1 - i_0$	$i_1 - i_0$	$i_1 - i_0$	$i_1 - i_0$
0	1°	1°	2°	2°
10°	1	1	2	2
20°	1	1	2	2
30°	1	1	2	2
40°	1	2	2	4
50°	2	2	3	5
60°	2	4	4	
70°	4	6		

On voit que la différence $i_1 - i_0$, pour une valeur donnée de a, est d'autant plus grande que la pente A du talus est plus petite et que la différence $i_1 - i_0$ est, pour une pente A du talus, d'autant plus grande que a est plus grand. Les valeurs non indiquées correspondent aux cas où le rayon réfléchi sur le talus rencontrera de nouveau celui-ci par courbure du rai, par réfraction, sans réflexion sous la surface. Dans l'ensemble, les différences restent petites.

b) Les schémas (figure 37) montrent que les points $P_{1,2}$ de réflexion sur le talus pour A égal à 22°5 ; $P_{1,2,3}$ pour A égal à 18° ; $P_{1,2,3,4}$ pour A égal à 15° sont situés à des profondeurs très voisines de 500 m. La courbe moyenne de la vitesse du son dans la mer n'indique qu'une très faible différence de vitesse entre la surface de l'océan et 500 m de profondeur. On pourrait admettre que la vitesse est constante de sorte que les trajets seraient rectilignes, mais même si on admet une variation de vitesse avec la profondeur, comme les réflexions successives sur le talus ont lieu à des profondeurs très voisines, l'influence de la variation de la vitesse sur l'inclinaison des rais peut encore être finalement négligée.

c) La variation de la vitesse avec la profondeur interviendra sur les derniers trajets : $P_1 Q_1 P_2$ ($A = 30°$), $P_2 Q_2 P_3$ ($A = 22°5$), etc... Le rai sera courbé vers le bas d'un angle qui est très approximativement égal à la différence $i_1 - i_0$ du tableau précédent.

Ainsi le rai d'inclinaison nulle, incident à la profondeur de l'axe du Sofar, sera finalement réfléchi à une profondeur voisine de l'axe du Sofar, sous une inclinaison positive, très approximativement égale au double de la différence $i_1 - i_0$, calculée précédemment.

On voit que cette inclinaison, dans la plupart des cas traités, est très petite, inférieure ou au plus égale à l'inclinaison qui limite la propagation par le canal Sofar.

11. — PHÉNOMÈNES DE RÉFLEXION ET LONGUEUR D'ONDE.

La longueur des ondes T de période 0,5 s est voisine de 750 m. On peut admettre que les irrégularités des talus sont petites devant cette longueur d'onde. Mais les dimensions de ces talus et la profondeur de la mer aux points de réflexion devraient être grandes par rapport à la même longueur pour que les réflexions soient régulières.

Les schémas (fig. 37) montrent que dans le cas d'un talus unique (sauf pour $A = 45°$), pour une profondeur initiale de 1.500 m, profondeur de l'axe du Sofar dans l'Atlantique, les réflexions intermédiaires se situent au voisinage de 500 m. Pour la même profondeur initiale, nous avons vu que des associations de talus telles que les réflexions aient lieu à des profondeurs égales à la profondeur d'incidence conduisaient à des formes de talus très particulières. Les théories précédentes s'appliquent donc mal à la propagation Sofar des ondes T (0,5 s). Les réflexions successives sont possibles, au contraire, pour des profondeurs initiales plus grandes.

Des ondes de période voisine de 0,2 s, comprises entre celles qu'enregistrent les séismographes et celles qu'enregistrent les hydrophones, auraient une longueur de 300 m. Une incidence sur le talus au voisinage de l'axe du Sofar conduit à des profondeurs, pour les réflexions intermédiaires, qui restent grandes devant la longueur d'onde. Mais les irrégularités des talus ne sont peut-être plus négligeables et peuvent entraîner des phénomènes de diffraction ou plutôt de diffusion. Nous avons mentionné à ce sujet la différence caractéristique des trains d'ondes, directes et réfléchies, enregistrés en Martinique à l'occasion des éruptions sous-marines voisines de l'île de Grenade.

Quant aux ondes enregistrées par les hydrophones, dont la période est de l'ordre de 0,05 s ou plus petite, leur longueur est seulement d'une cinquantaine de mètres. Les phénomènes de réflexion, de diffraction et de diffusion doivent être alors complexes. L'absence d'hydrophones à l'Observatoire de la Martinique ne nous permet pas de préciser si pour ces ondes les réflexions ont lieu. Elles ne semblent possibles que pour les plus fortes pentes de talus (45° ; 30° ; 22°5) qui n'exigent qu'un minimum de réflexions.

12. — INTERPRÉTATION DES ONDES T RÉFLÉCHIES.

Parmi les hypothèses proposées relativement à la propagation océanique des ondes T, la propagation par le canal Sofar et la propagation par « modes normaux » sont les plus importantes. Des considérations déduites des enregistrements et l'étude théorique des transformations PT et ST nous ont montré précédemment que la propagation océanique des ondes T de période voisine de 0,5 s par le canal Sofar ne pouvait être retenue. F. Press et M. Ewing [16], en particulier, ont

CARTE DES ÉPICENTRES

Epicentre de séisme : — avec T,
+ avec T dont une phase réfléchie au moins.

Trajets schématiques suivis par les phases réfléchies pour les différentes régions épicentrales

également écarté cette hypothèse. Nous venons de voir qu'elle rend également difficile l'interprétation des réflexions de ces ondes.

La propagation par « modes normaux » peut être considérée comme résultant de la superposition en un point d'ondes parvenant sous une incidence θ, telle que les interférences soient constructives. Chaque mode représente un mécanisme d'interférence différent et pour un mode donné correspond une valeur de la période de l'onde à chaque valeur de θ. Les ondes T tombant sur un talus peuvent donc être considérées comme résultant de la superposition d'ondes planes. Les phénomènes de réflexion seront alors interprétés au moyen de la théorie que nous avons établie et dans les limites de possibilité que nous avons précisées. (L'incidence d'ondes T de période voisine de 0,5 s à proximité immédiate de la côte conduit, nous l'avons vu, à des phénomènes de diffraction).

13. — CONCLUSION.

1) Les talus sous-marins intéressés par les réflexions d'ondes T enregistrées en Martinique sont les suivants :

Talus au Sud de Porto Rico

Les ondes T incidentes proviennent des séismes de la région de l'Amérique Centrale. Le talus réflecteur est largement étendu sur 200 km environ, on y trouve des pentes moyennes de l'ordre de 15°. On devra recourir à un schéma comportant cinq ou six réflexions sur ce talus.

Talus de « Los Roques »

Les ondes T incidentes sont issues des séismes de la région de Porto Rico, de Haïti, de la République Dominicaine. Ce talus s'étend sur 400 km environ, il présente des pentes moyennes de 22° et même supérieures. Quatre réflexions successives sur ce talus rendraient compte des ondes T enregistrées.

Talus de la crête d'Aves

Ce talus est trouvé lieu de réflexion d'ondes T issues de séismes de la région de Trinidad et de l'embouchure de l'Orénoque, ainsi que des éruptions sous-marines voisines de Grenade. Si ce talus est largement étendu, les pentes moyennes semblent assez faibles. Les plus fortes pentes pourraient exister au voisinage de 1.000 m de profondeur et seraient de l'ordre de 12°. La carte bathymétrique suggère un relief sous-marin assez mouvementé ce qui permet de penser que les phénomènes de réflexion ont lieu par des associations de talus plus complexes que celles que nous avons traitées théoriquement.

Talus intérieur de l'arc des Petites Antilles

Nous avons vu, dans l'étude des cas particuliers, que certaines phases T enregistrées en Martinique et en Guadeloupe pouvaient être interprétées par la réflexion d'ondes T en certaines régions de ce talus. L'orientation générale de celui-ci semble en effet peu favorable, toutefois, le tracé des courbes d'égale profondeur présente des sinuosités déterminant des régions qui permettraient ces réflexions et la diffusion d'ondes réfléchies n'est pas à exclure.

2) La réflexion des ondes T si elle rend compte des vitesses apparentes observées, qui descendent jusqu'à 700 m/s, explique par ailleurs les caractéristiques des enregistrements : croissance et décroissance progressive des trains d'ondes, amplitude plus petite que celle des ondes directes, existence fréquente d'un « bruit de fond » qui peut être attribué à la diffusion. La détermination des talus de réflexion montrait que l'égalité des angles d'incidence et de réflexion, en plan, était vraisemblable ; la théorie en précise le mécanisme.

Il est hasardeux de vouloir préciser la pente au-delà de laquelle un talus est susceptible de donner des ondes T réfléchies. Nous avons vu que le nombre des réflexions est d'autant plus grand que la pente est plus petite. Pour une moyenne des pentes égale à 9°, dix réflexions sur le talus sont théoriquement nécessaires. Un tel nombre de réflexions entraînerait une perte d'énergie importante. Le seuil de perceptibilité dépend bien entendu de l'énergie des ondes incidentes. Une connaissance beaucoup plus détaillée des reliefs sous-marins serait nécessaire pour préciser la pente limite correspondant à une énergie donnée.

CHAPITRE XIV

RÉFRACTION DES ONDES T DANS UN TALUS SOUS-MARIN

De nombreux auteurs ont étudié la propagation des ondes T au cours du trajet continental séparant le talus du lieu d'enregistrement.

L'hypothèse de la propagation des ondes T par trois trajets successifs (continental, océanique et continental) a été émise par I. TOLSTOY et M. EWING. Ces auteurs en déduisaient logiquement que la transmission de l'énergie des ondes océaniques T à un continent devait avoir lieu au droit d'un talus sous-marin [1].

Nous nous proposons de voir dans quelle mesure l'hypothèse de transformation TP ou TS est susceptible de rendre compte des observations relatives :

— au mouvement du sol au lieu d'enregistrement.

— au spectre des ondes T enregistrées.

— aux phénomènes observés dans l'océan à proximité d'un talus.

I. — MOUVEMENT DU SOL AU LIEU D'ENREGISTREMENT.

I. TOLSTOY et M. EWING, dans l'article précité, notent, à la suite de LINEHAN, que la phase T présente une composante transversale prédominante. Les enregistrements suggèrent des arrivées successives d'ondes P et S. M. BÅTH a identifié des ondes *Pg*, *Sg* et *Sx*, cette dernière se propageant dans une couche sédimentaire [19]. P. BYERLY et C. HERRICK trouvent également un mouvement transversal prédominant et remarquent que la complexité des enregistrements peut provenir de ce que différents trajets sont possibles [29].

Nous nous proposons de montrer que, dans certaines limites, l'incidence d'ondes océaniques, d'inclinaison comprise entre — 12° et + 12°, sur un talus sous-marin de pente A conduit plus particulièrement à la réfraction d'ondes transversales dans le talus.

Ainsi considérons un talus sous-marin de pente A que nous prendrons égale successivement à 30°, 25°, 20°, 15° et 10° et tombant sur ce talus, un faisceau d'ondes océaniques limité par les rais d'inclinaison + 12° et — 12°. Nous nous placerons de plus dans le cas d'une section droite du talus que nous supposerons de type sédimentaire et granitique successivement. Les vitesses des ondes longitudinales et transversales seront prises respectivement égales aux valeurs suivantes :

Pour un talus de type granitique : VP = 6 km/s ; VS = 3,5 km/s.

Pour un talus de type sédimentaire : VP = 3,5 km/s ; VS = 2 km/s.

Ces vitesses, en prenant en outre comme vitesse des ondes T dans l'océan la valeur de 1.470 m/s, conduisent aux angles critiques suivants : 14° ; 25° ; 48°.

La figure 44 représente les trajets des rais obtenus par réflexions successives entre le talus et la surface de l'océan. Ces trajets sont supposés rectilignes. Le tableau suivant indique, pour les différentes pentes du talus et pour les rais indiqués, les valeurs des angles d'incidence i_0, i_1, i_2 .... des rais sur le talus aux points I_0, I_1, I_2, ainsi que les possibilités, en ces points, de réfraction, d'ondes P et S dans des talus de type granitique et sédimentaire.

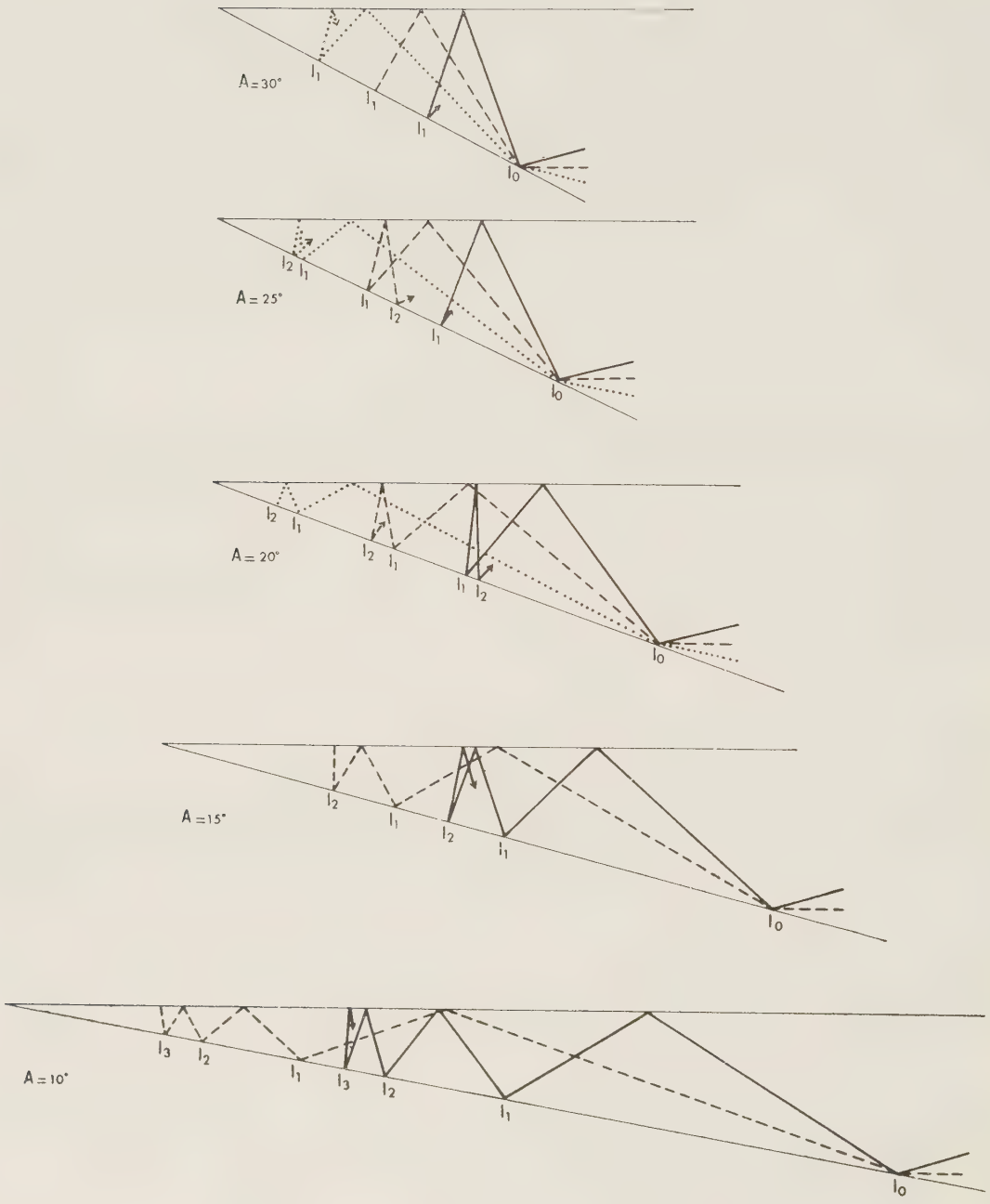


FIG. 44. — Trajets, dans une section droite, des ondes océaniques abordant un talus sous-marin de pente A

A°	rai	i_0	i_1	réfraction d'ondes	i_2	réfraction d'ondes	i_3	réfraction d'ondes
30°	+ 12°	48°	12°					
	0	60°	0	P_g, S_g ; P_s, S_s				
	— 12°	72°	12°	P_g, S_g ; P_s, S_s				
25°	+ 12°	53°	2°	P_g, S_g ; P_s, S_s				
	0	65°	15°	S_g ; P_s, S_s	35°	S_s		
	— 12°	77°	27°	S_s	23°	P_s, S_s		
20°	+ 12°	58°	18°	S_g ; P_s, S_s	22°	S_g ; P_s, S_s		
	0	70°	30°	S_s	10°	P_g, P_g ; P_s, S_s		
	— 12°	82°	42°	S_s	2°	P_g, S_g ; P_s, S_s		
15°	+ 12°	63°	33°	S_s	3°	P_g, S_g ; P_s, S_s		
	0	75°	45°	S_s	15°	S_g ; P_s, S_s		
	— 12°	87°						
10°	+ 12°	68°	48°		28°	S_s	8°	P_g, S_g ; P_s, S_s
	0	80°	60°		40°	S_s	20°	S_g ; P_s, S_s

La figure 44 et ce tableau montrent que :

— Au premier point d'incidence I_0 sur le talus de pente A, les angles d'incidence i_0 sont supérieurs aux angles critiques de réflexion totale : il n'y a pas réfraction d'ondes dans le talus.

— Pour A inférieur ou égal à 20°, mais supérieur à 10° (environ), il n'y a transmission d'énergie dans le talus, au point I_1, que sous forme d'ondes transversales pour un talus de type sédimentaire, si ce n'est pour A égal à 20° et pour le rai d'inclinaison égale à + 12°. Pour un talus de type granitique il n'y a transmission d'énergie que pour A égal à 20° et sous forme d'ondes transversales.

— Au point I_2 d'incidence, ce tableau donne les possibilités de réfraction d'ondes P et S dans le talus. On notera, en particulier, que pour une pente de 10°, il n'y a transmission d'énergie que sous forme d'ondes transversales, pour un talus sédimentaire et qu'aux points I_0 et I_1 les réflexions sont totales.

Dans les limites qu'il serait facile de préciser, où les dimensions des talus et la profondeur de la mer par rapport aux longueurs d'ondes rendraient ces phénomènes de transformation réguliers, la transmission de l'énergie dans le talus s'effectue donc principalement sous forme d'ondes transversales ainsi que le montrent les enregistrements.

2. — SPECTRE DES ONDES T ENREGISTRÉES PAR LES SÉISMOGRAPHES.

Nous avons rappelé les différences qui existaient entre les enregistrements obtenus d'une part, par les hydrophones et d'autre part, par les séismographes ainsi que les discussions soulevées par cette question.

Outre les différentes raisons avancées par plusieurs auteurs et signalées précédemment, l'hypothèse des transformations TP et TS pourrait, nous semble-t-il, contribuer au glissement vers les grandes périodes des ondes T enregistrées par les séismographes. En effet, ces transformations font intervenir une, deux ou trois réflexions sur le talus pour qu'il y ait transmission d'énergie dans celui-ci. Or l'étude des ondes T réfléchies nous a montré que les réflexions successives entre le talus et la surface de l'océan conduisaient très vraisemblablement à une diffusion importante des ondes de période de l'ordre de 0,2 s. Il en serait donc de même au cours des transformations TP et TS.

Le spectre d'énergie des ondes T enregistrées par les séismographes pourrait dépendre de la situation du lieu d'enregistrement par rapport au talus sous-marin (distance à celui-ci) et de la qualité de ce dernier. P. Byerly et C. Herrick signalent que les ondes T enregistrées à Berkeley présentent un spectre de périodes allant de 0,25 s à 0,7 s, les plus fréquentes étant voisines de 0,5 s [29]. On

notera que la distance de cet Observatoire au talus est petite et que les pentes continentales, très fortes, ne feraient intervenir qu'une réflexion sur le talus.

A l'Observatoire du Morne des Cadets, les ondes T enregistrées ne présentent pas un spectre aussi étendu ; leur période est voisine de 0,5 s, à l'exception des ondes océaniques directes accompagnant les éruptions sous-marines proches de Grenade. Si la distance séparant le lieu d'enregistrement au talus est petite, les pentes continentales, bordant la Martinique à l'Ouest, conduisent à considérer l'association de deux talus : l'un de pente moyenne de l'ordre d'une vingtaine de degrés descendant jusqu'à 2.000 m environ, prolongé par un talus de pente beaucoup plus faible : 5°. On remarque que ce talus dans son ensemble est moins étendu que celui qui intervient pour l'Observatoire de Berkeley et que les pentes moyennes sont relativement plus petites.

3. — PHÉNOMÈNE OBSERVÉ DANS L'OCÉAN A PROXIMITÉ D'UN TALUS.

M. Ewing et J. L. Worzel signalent que des hydrophones placés à proximité d'un talus à forte pente enregistrent « a reverberation-type sound » après la fin des ondes Sofar et que ce phénomène ne se produit pas au large [17]. L'absence d'hydrophones à l'Observatoire de la Martinique ne nous a pas permis d'étudier ces ondes. Les figures 44 montrent toutefois qu'après un certain nombre de réflexions sur le talus, les rais sont dirigés en direction de la mer profonde : une partie de l'énergie incidente pourrait ainsi être réfléchie vers le large. La complexité des phénomènes de réflexion, de diffusion et de diffraction à proximité d'un talus ne nous permet que de mentionner cette possibilité.

4. — POSSIBILITÉ D'ENREGISTREMENT D'ONDES T (0,5 s) SELON LA PENTE DU TALUS SOUS-MARIN.

Les figures 44 et les possibilités de réfraction d'ondes P et S dans un talus sous-marin montrent que le nombre des réflexions sur le talus croît d'autant plus que la pente est plus faible. De plus, pour une pente A de 10°, les profondeurs des points I_0 doivent être de 4.500 m et de 2.300 m pour que la profondeur de la mer au point de réfraction soit de l'ordre de 1.000 m pour les rais d'inclinaison initiale respectivement nulle et égale à + 12°.

S'il est hasardeux de vouloir préciser la pente minimum en-deçà de laquelle les transformations TS et TP n'auront plus lieu, il semble qu'elle ne puisse être très inférieure à 10°. En effet, les conditions initiales de profondeur des points I_0, la perte d'énergie due au nombre des réflexions sur le talus, le fait que l'énergie incidente soit limitée aux seuls rais d'inclinaison positive, très approximativement, ne semblent pas permettre d'envisager des phénomènes de transformation TP et TS pour des pentes plus petites. Le seuil de perceptibilité dépend bien entendu de l'énergie des ondes T incidentes.

RÉSUMÉ ET CONCLUSIONS

La situation géographique de l'Observatoire du Morne des Cadets confère à celui-ci une place privilégiée relativement aux ondes T. L'étude statistique portant sur quatre années et développée dans une première partie montre l'importance remarquable de ces phases dans les enregistrements, par leur fréquence, leur durée d'inscription, leur amplitude. L'hypothèse émise de façon précise par D. H. SHURBET de la transformation des ondes continentales en ondes océaniques au droit d'un talus sous-marin conduit à une interprétation cohérente des ondes T, en supposant de plus que celles-ci peuvent se propager par des trajets non nécessairement contenus dans le plan vertical passant par l'épicentre et par le lieu d'enregistrement. Ce parcours ne revêt aucun caractère privilégié et il est souvent impossible. La topographie intervient ainsi de façon essentielle. Ayant négligé le dernier trajet continental, qui pour l'Observatoire du Morne des Cadets est très petit, de l'ordre de 10 km, il nous a été possible de déterminer, souvent avec précision, les talus de transformation et la nature des ondes continentales conduisant aux différentes phases T enregistrées lors d'un séisme.

Ce mode de propagation rend compte ainsi, par des transformations au droit de différents talus, des vitesses apparentes observées qui statistiquement ne convergent vers aucune valeur précise et de la durée d'inscription des ondes T.

Les arrivées successives de deux phases T, dans les cas les plus nets, ont été interprétées respectivement par des transformations PT et ST au droit d'un même talus, ainsi que K. WADATI et W. INOUYE l'ont déjà mentionné à l'occasion d'ondes T enregistrées au Japon. L'amplitude des ondes ST est alors supérieure à celle des ondes PT. Ces ondes ST ne sont pas trouvées lorsque l'épicentre est à grande distance du talus sous-marin (D. H. SHURBET).

Les transformations PT et ST sont liées au spectre d'énergie des ondes continentales, qui dépend de la magnitude du séisme, de la profondeur du foyer, de la distance de l'épicentre au talus, éventuellement de la secousse elle-même, et aux propriétés du talus sous-marin : pente, dimensions, situation géographique relativement à l'épicentre et au lieu d'enregistrement. Il est extrêmement difficile d'étudier, à partir des enregistrements, le rôle de chacun de ces nombreux paramètres. L'étude des cas particuliers conduit cependant à la conclusion importante suivante :

Les ondes T proviennent de la transformation des ondes P, S et L*g* (se reporter à D. H. SHURBET et M. EWING pour les transformations L*g*T) si l'énergie de ces ondes, dans les fréquences caractéristiques des T, est supérieure, au lieu de transformation, à un seuil qui dépend du talus.

Les ondes T au cours de leur propagation océanique sont susceptibles de se réfléchir sur un talus sous-marin. Les enregistrements présentent alors des trains d'ondes dont la vitesse apparente peut descendre, dans les cas étudiés, jusqu'à 700 m/s. La topographie joue un rôle essentiel et si les plus fortes pentes sont favorables aux réflexions, il est difficile de préciser le seuil de perceptibilité qui dépend de l'énergie des ondes T incidentes.

L'égalité, en plan, des angles d'incidence et de réflexion semble vraisemblable. La théorie en précise le mécanisme.

La perte d'énergie par réflexion affecterait principalement les périodes inférieures à 0,3 s (pour les enregistrements par séismographe).

***

Dans une deuxième partie, après avoir rappelé les différentes hypothèses proposées relativement à la propagation océanique des ondes T et résumé les principales propriétés de la propagation des ondes soit dans le canal Sofar, soit par « modes normaux », nous avons mentionné plusieurs faits qui rendent extrêmement difficile l'interprétation de la propagation des ondes T de période voisine de 0,5 s par le guide Sofar. Ces faits rejoignent des arguments avancés dans le même sens par différents auteurs.

Le mécanisme des phénomènes de transformation est ensuite étudié.

L'hypothèse de l'interprétation des transformations par la réfraction des ondes continentales dans la mer suivie de réflexions successives sous la surface de l'océan et sur le talus est proposée.

Les formules générales, permettant de connaître le vecteur représentatif de l'onde obtenue par la réfraction dans la mer d'une onde continentale incidente, ont été établies et utilisées dans le cas d'une section droite du talus.

Cette méthode fait intervenir : la pente du talus, sa structure ainsi que celle de la croûte terrestre, la nature des ondes continentales (P, S), la distance de l'épicentre et la profondeur du foyer et permet d'étudier théoriquement le rôle de chacun de ces paramètres, mis en évidence, mais généralement de façon confuse, par l'étude des cas particuliers.

Après avoir montré, pour trois types de talus (granitique et sédimentaires), que les inclinaisons des rais réfractés dans la mer et susceptibles de donner lieu soit à une propagation Sofar, soit à une propagation par modes normaux (1er et 2^{e} modes) ne pouvaient être obtenues qu'avec des pentes de talus supérieures ou égales à 80°, nous avons étudié les phénomènes de réflexions successives sous la surface de l'océan et sur le talus en supposant que les trajectoires des ondes étaient rectilignes.

Le calcul du pourcentage de l'énergie transmise dans la mer, dans le cas d'un talus sédimentaire, a été fait en suivant la méthode utilisée antérieurement par J. Coulomb.

On met ainsi en évidence :

— Le rôle de la pente du talus qui détermine le schéma de transformation. Celui-ci ne semble pas pouvoir être d'un indice supérieur à 3 (trois réflexions sous la surface de l'océan et deux sur le talus) correspondant à une pente voisine de 10° qui serait l'ordre de grandeur de la pente minimum d'un talus susceptible de conduire à des ondes T.

— L'importance de l'incidence des ondes continentales qui permet l'étude théorique des transformations en fonction de la distance de l'épicentre et de la profondeur du foyer.

Ces phénomènes de transformation conduisent à considérer non seulement des talus de pente uniforme mais aussi des associations de talus et à préciser les pentes des talus continentaux à partir des cartes bathymétriques, profils et sondages par points. Ces déterminations sont difficiles et les renseignements que l'on peut recueillir à ce sujet ne fournissent que des ordres de grandeur.

Les dimensions des surfaces de réfraction et de réflexion sont déterminées en fonction de la longueur des ondes continentales et océaniques respectivement, ce qui, par comparaison aux dimensions des reliefs sous-marins, introduit la possibilité de phénomènes de diffusion et de diffraction, que nous avons mentionnés sans en aborder l'étude.

Par un retour à l'étude des cas particuliers, nous avons tenté de préciser les schémas des transformations ayant donné lieu aux ondes T enregistrées, en fonction principalement des pentes des différents talus continentaux. Si les faits d'observations sont généralement en assez bon accord avec les résultats théoriques, on se doit de remarquer que ces derniers ont été obtenus pour une structure et une nature particulières du talus continental et que la confrontation entreprise revêt ainsi un caractère un peu arbitraire et approximatif.

Les limites d'application de la théorie des transformations sont déterminées, en particulier, en fonction de la profondeur de la mer relativement aux longueurs des ondes océaniques. Il ressort de cette étude que les phénomènes de transformations ne peuvent conduire à la propagation des ondes T de période voisine de 0,5 s par le canal Sofar, ni dans le Pacifique, ni dans l'Atlantique si ce n'est, pour ce dernier, dans le cas où la pente du talus serait supérieure à 20°. L'interprétation des ondes T de période voisine de 0,5 s par une propagation Sofar apparaît ainsi très difficile.

Un paragraphe est consacré à l'étude des différences d'inclinaison des rais en fin de transformation introduites par la variation de la vitesse du son dans la mer en fonction de la profondeur. Ces différences, dans les cas traités, restent petites, de l'ordre de quelques degrés, et les résultats théoriques obtenus dans le cas où l'on suppose que les trajectoires des ondes sont rectilignes au cours des transformations conduisent ainsi à une représentation satisfaisante de ces phénomènes.

⁂

Une théorie de la réflexion des ondes T sur un talus sous-marin est proposée et conduit à la conclusion suivante : Les réflexions peuvent être interprétées comme la résultante de réflexions successives sur le talus et sous la surface de l'océan.

Les phénomènes de réflexion ont été étudiés, dans les cas de talus unique et d'associations de talus de pentes différentes, en considérant tout d'abord que les trajectoires des ondes étaient rectilignes, puis en introduisant la variation de la vitesse du son dans la mer en fonction de la profondeur. Les grandeurs des surfaces de réflexion et la profondeur de la mer à proximité d'un talus ainsi que les irrégularités de celui-ci ont été considérées en fonction des longueurs des ondes océaniques, ce qui permet de préciser les limites de validité de la théorie. Celle-ci échoue au voisinage immédiat des côtes, pour des ondes de périodes voisines de 0,5 s. L'incidence d'ondes T de cette longueur, sur cette région du talus, conduit à des phénomènes de diffraction et l'hypothèse de la propagation de ces ondes par le Sofar rend extrêmement difficile l'interprétation des réflexions. La propagation de ces mêmes ondes par « modes normaux », par contre, ne soulève pas de difficulté.

Les résultats d'observation sont finalement confrontés aux résultats théoriques. L'absence d'hydrophones à l'Observatoire du Morne des Cadets ne nous a pas permis d'étendre ces comparaisons aux ondes de périodes de l'ordre de 0,05 s.

⁂

Nous avons tenté, dans un dernier chapitre, de préciser certains aspects des phénomènes de transmission de l'énergie des ondes T à un continent. L'hypothèse de transformations TP et TS est suggérée et semble devoir rendre compte de certains faits d'observation : prépondérance des mouvements transversaux dans les enregistrements, glissement des ondes enregistrées vers les grandes périodes, impossibilité pour des talus de pente trop petite de conduire à l'enregistrement d'ondes T.

BIBLIOGRAPHIE

[1] I. Tolstoy and M. Ewing. — The T phase of shallow-focus earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 40, pp. 25-51, 1950.

[2] D. H. Shurbet. — Bermuda T phase with large continental paths. *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 45, pp. 23-35, 1955.

[3] K. Wadati and W. Inouye. — On the T phase of seismic waves observed in Japan. *Proceedings of the Japan Academy*, vol. 29, pp. 47-54, 1953.

[4] D. H. Shurbet and M. Ewing. — T phases at Bermuda and transformation of elastic waves. *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 47, pp. 251-262, 1957.

[5] M. Ewing, F. Press, and J. L. Worzel. — Further study of the T phase. *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 42, pp. 37-51, 1952.

[6] J. Oliver and M. Ewing. — Short-period oceanic surface waves of the Rayleigh and first shear modes. *Trans. Am. Geoph. Union*, vol. 39, pp. 482-485, 1958.

[7] M. J. Sheehy and R. Halley. — Measurement of the attenuation of low frequency under water sound. *J. Acoust. Soc. Am.*, vol. 29, pp. 464-469, 1957.

[8] M. Ewing and B. C. Heezen. — Mid atlantic ridge seismic belt. *Communication au congrès annuel Am. Geoph. Union*, April 1956.

[9] J. Metzger. — *C.R. du C.N.F. de Géodésie et Géoph.*, p. 80, 1957.

[10] L. Don Lett, D. Linehan and Ph.-R. Berger. — Investigation of the T phase. *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 41, pp. 123-141, 1951.

[11] J. Bourcart. — *Le fond des océans*, Collection : Que sais-je, p. 22.

[12] J. Coulomb et P. Molard. Ondes séismiques au fond de la mer des Antilles. *Ann. de Géoph.*, t. 5, pp. 1-2, 1949.

[13] J. Coulomb. — Sur la nature des ondes T engendrées par les séismes sous-marins. *Ac. Roy. de Belgique, Bull. de la classe des Sciences*, t. XXXVIII, pp. 393-396, 1952.

[14] P. Molard. — Remarques au sujet des ondes T. *Ann. de Géoph.*, t. 8, pp. 335-336, 1952.

[15] L. Don Leet. — Discussion of « Proposed use of the T phase in tsunami warning systems ». *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 41, pp. 165-167, 1951.

[16] F. Press and M. Ewing. — Mechanism of the T wave propagation. *Ann. de Géoph.*, t. 9, pp. 248-249, 1953.

[17] M. Ewing and J. L. Worzel. — Long-range sound transmission. *Geol. Soc. of Am., Memoir.*, 27, 1948.

[18] C.B. Officer. — Introduction of the theory of sound transmission with application to the Ocean.

[19] M. Båth. — A study of T phases recorded at the Kiruna seismograph station, *Meteorologiska institutionen*, Uppsala, Meddelande 35, Särtryck ur tellus nr 1, pp. 63-72, 1954.

[20] J. Coulomb. — Réfraction des ondes séismiques traversant le fond de la mer. Application aux ondes T, *Ac. Roy. de Belgique, Bull. de la classe des sciences*, t. XXXVIII, pp. 553-559, 1952.

[21] Allen R. Milne. — Comparison of spectra of an earthquake T phase with similar signals from nuclear explosions. *Bull. Seis. Soc. Am.*, vol. 49, pp. 317-329, 1959.

[22] F. Press and M. Ewing. — Propagation of explosive sound in a liquid layer overlying a semi-infinite elastic solid. *Geophysics*, pp. 426-446, 1950.

[23] *I.G.Y. Bulletin*, n° 34, p. 5, 1960.

[24] F. Press and M. Ewing. — Geophysical contrasts between continent and oceanic basins. Crust of the earth, pp. 1-6.

[25] J. L. Worzel and D. H. Shurbet. — Gravity interpretation from standard oceanic and continental crustal sections. Crust of the earth, pp. 87-100.

[26] B. C. Heezen, M. Ewing. — Puerto-Rico Trench Topographic and Geophysical Datt. Crust of the Earth, pp. 255-267.

[27] M. Ewing and F. Press. — Propagation of earthquake waves along oceanic paths. *Publication du B.C.I.S.*, série A, F 18, pp. 41-46, 1951.

[28] J. Aubrat et P. Molard. — Secousses séismiques provoquées par des éruptions volcaniques sous-marines. *Ann. de Geoph.*, t. 11, pp. 109-113, 1955.

[29] P. Byerly and C. Herrick. — T phases from Havaiian earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, vol. 44, pp. 113-121, 1954.

Annexe

Epicentres ou régions épicentrales donnés par l'USCGS ou le BCIS, des Séismes enregistrés au Morne des Cadets, ayant donné lieu ou non à des T. Ne sont retenus que les Séismes interprétés au Morne des Cadets.

Année 1952

Mois	Date	Heure origine	Epicentre : Coordonnées	Magnitude	h	T
Janvier	1	07h 04m 36s	3° 1/2 S, 105° W			–
	3	10 05 05	16 N, 99 W	6,6 Ressenti		–
	6	15 48 01	19 N, 72 W	Ressenti		T
	6	19 05 25	Côte W Porto Rico	Ressenti		T
	15	07 00 53	4 S, 81 W			–
	18	22 53 17	3 1/2 N, 78 W			–
	31	20 16 43	15 1/2 N, 93 1/2 W	6,75 Ressenti	60	–
Février						
	2	12 24	17 N, 65 W		100	T
	14	21 02 35	7 1/2 N, 76 1/2 W	6,75 Ressenti		–
	26	15 39 23	11 1/2 N, 86 1/2 W	6,28 Ressenti	100	T traces
Mars						
	2	18 52 56	11 N, 86 1/2 W		100	–
	3	17 42 07	11 N, 86 1/2 W		100	–
Avril						
	14	23 37 20	25 S, 69 1/2 W		100	–
	15	19 02 12	56 S, 24 W			–
	19	09 58 53	7 N, 71 1/2 W	6 3/4 Ressenti	60	T
	25	06 02 00	8 N, 83 W	6 1/4		–
Mai						
	1	16 10 41	28 N, 43 1/2 W			T
	13	19 31 45	10 1/2 N, 85 W	6,9	100	T
	14	21 11 36	16 1/2 N, 86 1/2 W	5,9		–
	16	20 45 40	6 1/2 N, 79 W	6,9 Ressenti		–
	24	01 59 06	21 1/2 S, 71 W	6 3/4		–
Juin						
	4	21 30 52	6 N, 77 1/2 W	6 1/4		–
	5	05 56 35	6 N, 77 1/2 W	6 1/4	60	–
	18	00 59 34	16 1/2 N, 61 1/2 W	Ressenti	100	?
	29	09 56 36	8 1/2 N, 72 1/2 W		150	T
Juillet						
	3	00 52 23	5 1/2 N, 78 W			–
	9	18 15 18	7 1/2 N, 82 W	6 1/2 Ressenti		–
	9	20 36 48	7 1/2 N, 82 W	6 1/4		–
	21	11 52 11	35,1 N, 118,9 W	7 1/2 Ressenti		–
	21	21 40 08	18 1/2 N, 61 1/2 W		100	–
Août						
	13	11 55 10	6 N, 83 W			–
	19	14 03 00	16 N, 60 1/2 W	Ressenti		?
	20	15 24 59	43 N, 127 W	7		–
	23	14 22 33	7 N, 82 W	5 1/2		–
	24	14 59 28	9 1/2 N, 62 1/2 W			T
	27	17 01 00	18 1/2 N, 66 1/2 W	Ressenti	100	T

Mois	Date	Heure origine	Epicentre : Coordonnées	Magnitude	h	T
Septembre	9	12h 54m 42s	9° N, 84° 1/2 W	6,75 Ressenti	60	T
	21	02 30 30	22 1/2 S, 65 W	7,3	250	–
Octobre						
	2	12 24 42	au large S de P. Rico			
	3	07 36 45	6 1/2 N, 83 W	6 1/2		–
	14	23 56 03	8 1/2 N, 83 W			–
	18	11 57 36	13 N, 46 W	5 3/4		T
	21	02 30 46	9 1/2 N, 84 1/2 W			T
	28	04 29 51	18 1/2 N, 73 1/2 W	6 Ressenti		T
Novembre						
	7	20 54 58	26 N, 110 1/2 W	6 3/4		–
	20	15 37 17	12 1/2 N, 88 W	6 3/4	60	–
	21	04 14 59	20 N, 63 W			–
	21	06 10 38	18 N, 68 W		100	T
	21	07 06 13	300 km N-E de P. Rico			–
	21	13 40 02	20 N,(?)63 W(?)			
Décembre						
	14	10 38 39	19 N, 69 W			T
	30	12 07 02	10 1/2 N, 84 W	Ressenti		T
	31	01 38 14	12 N, 59 W	Ressenti		?

Année 1953

Janvier						
	7	12 00 30	9 1/2 N, 83° W	Ressenti		T
	25	19 47 58	19 N, 73 1/2 W	5 3/4 Ressenti		T
Février						
	19	15 17 43	0 18 W	6 3/4		–
	21	22 17 44	au large N de P. Rico	Ressenti	100	T
Mars						
	4	00 57 52	28 S, 62 1/2 W	6 1/4	600	–
	19	08 27 57	14 N, 61 W	7 3/4 Ressenti	200	?
Avril						
	1	10 49 41	0 81 W	5,4		–
	1	11 21 23	0 81 W			–
	1	22 37 51	7 1/2 N, 78 1/2 W			–
	14	13 29 26	7 1/2 S, 71 1/2 W	7	650	–
Mai						
	4	15 26 36	28 S, 62 1/2 W	6 1/2	600	–
	6	17 16 48	36 1/2 S, 73 W	6 3/4 Ressenti	100	–
	31	19 58 35	20 N, 70 1/2 W	7 1/2 Ressenti		T
	31	20 56 18	20 N, 70 1/2 W			T
Juin						
	1	20 33 34	20 N, 70 1/2 W			T
	2	22 15 54	19 1/2 N, 70 W			T
	5	18 15 50	20 N, 70 1/2 W			T
	7	12 23 56	20 N, 70 W	7 3/4 Ressenti		T
	25	21 48 55	10° 1/2 N, 61° W		100	T
Juillet						
	9	21 23 48	30 N, 42 1/2 W	6 1/2		T
Août						
	8	01 30 ?	Ressenti à St Barthélémy			T faibles

Mois	Date	Heure origine	Epicentre : Coordonnées	Magnitude	h	T
Août	16	03h 09m 50s	7 S, 74 W		150	–
	19	08 21 00	14 1/2 N, 59 1/2 W	Ressenti	100	?
	21	13 31 30	18 N, 67 W			T
	21	16 45 57	4 N, 76 1/2 W	Ressenti	150	–
Septembre						
	4	14 07 13	32 S, 71 W	6 3/4 Ressenti	50	–
	27	06 05 27	14 N, 58 W	6 Ressenti		?
Octobre						
	19	18 25 18	19 1/2 N, 65 1/2 W		60	T
	27	18 20 48	19 S, 66 W	6 3/4 Ressenti	300	–
	30	Eruption sous marine de Grenade				T
Novembre						
	17	13 29 52	14 N, 92 W	7 1/4 Ressenti	100	–
Décembre						
	7	02 05 37	22 S, 68 1/2 W	7 1/4 Ressenti	100	–
	12	17 31 22	3 1/2 S, 81 W	6 3/4 Ressenti		–

Année 1954

Janvier						
	9	01 14 15	5° 1/2 N, 83° W			–
Février						
	9	08 56 25	19 N, 64 W		60	T
	19	00 40 25	11 1/2 N, 87 1/2 W	7 Ressenti		–
	19	21 34 41	12 1/2 N, 87 1/2 W	7,1 Ressenti		–
	20	19 53 00	11 N, 62 1/4 W		100	T
Mars						
	9	02 21 41	1/3 N, 29,8 W	BCIS		T
		02 21 43	1 1/2 N, 30 1/2 W	USCGS 6 1/2		
	27	18 21 05	8 S, 75 1/2 W		150	–
	3	18 35 53	Détroit de Mona		100	T
Avril						
	1	14 08 59	19 1/2 N, 67 1 W	6 1/4	60	T
	13	07 36 23	27 1/2 S, 66 W		200	–
	21	18 40 45	16 1/4 N, 60 1/2 W	Ressenti		?
	27	10 06 24	6 N, 82 1/2 W	7		–
	29	10 49 27	29 1/2 N, 112 1/2 W	7 1/4		–
	29	11 34 34	idem	7 1/2 Ressenti		–
Mai						
	3	17 13 32	12 N, 86 W	6	150	–
	5	13 09 46	27 1/2 N, 112 1/2 W	6 3/4		–
	13	14 46 38	17 N, 95 1/2 W	6 1/2 Ressenti	100	–
Juin						
	4	6 50 42	1/2 S, 91° 1/2 W	6 3/4		–
	21	1 48 44	23 S, 68 1/2 W	6 1/2 Ressenti	150	–
Juillet						
	25	11 00 15	10 N, 72 1/2 W	Ressenti		T
	26	20 15 45	41 S, 73 W	6 3/4		–
	26	22 09 57	12 1/2 N, 44 W	6 1/4		T
Août						
	11	11 12 36	19 1/2 N, 69 1/2 W		100	T
	17	16 45 20	18 1/2 N, 63 W			T

Mois	Date	Heure origine	Epicentre : Coordonnées	Magnitude	H	T
Septembre						
	9	17h 57m 03s	10 3/4 N, 62 1/4 W			T
	18	04 55 20	16 N, 60 W	Ressenti		?
	18	16 12 08	11 N, 63 1/2 W			T
	25	19 22 17	19 N, 70 W			T
	29	21 44 46	18 3/4 N, 68 1/2 W			T
Octobre						
	21	06 51 48	14 N, 90 1/2 W	6 1/2 Ressenti	60	–
Décembre			1			
	4	18 31 07	11 N, 61 W	6,6 Ressenti	60	T
	6	03 42,5	11 N, 61 W		60	T
	11	12 57 07	52 1/2 N, 32 W	6,7		T
	19	10 23 40	23 S, 68 1/2 W	6,5 Ressenti	250	–
	28	02 23 33	31 3/4 S, 68 W	Ressenti		–
	4	18 10 23	20 N, 69 W			T
Année 1955						
Janvier						
	31	05 03 03	12° 1/2 S, 57° W	6 3/4		–
Février						
	8	04 12 10	20 S, 62 1/2 W	5 3/4	600	–
	18	08 06 41	19 N, 68 W		100	T
Mars						
	1	01 46 10	21 S, 37 W	Ressenti		–
	5	19 28 31	11 N, 44 W			T
	13	23 31 54	19 N, 63 1/2 W			T
	29	17 46 30	17 1/2 N, 62 1/2 W			?
Avril						
	4	19 24 04	13 N, 87 W	6 1/4		traces de T
	5	15 09 15	25 N, 110 W	7		–
Mai						
	11	11 04 00	0 78 W	6 3/4 Ressenti		–
	13	03 29 49	19 N, 63 1/2 W	6,1 Ressenti		T
	13	05 21 09	19 N, 63 1/2 W			T
	13	06 59 26	19 N, 63 1/2 W			traces de T
	26	06 59 13	10 1/2 N, 65 W			traces de T
	28	06 20 40	30 1/2 S, 65 W	6 3/4 Ressenti	200	–
	30	00 23 15	19 N, 63 W			T
Juin						
	11	22 19 40	27 S, 63 W	6	600	–
	14	06 11 18	20 N, 107 W	7		–
Juillet						
	20	21 00 43	1/2 N, 78 1/2 W	6 Ressenti		–
Août						
	19	14 36 10	îles de la Vierge			–
	28	20 13 30	14 N, 91 W	7 Ressenti	60	–
Septembre						
	1	17 33 01	10 N, 84 1/2 W	5,9 Ressenti		T
	3	05 23 08	19 N, 70 1/2 W			T
	3	12 36 20	14 N, 91 W	6 3/4 Ressenti	100	–
	26	08 28 20	15 1/2 N, 92 1/2 W	7 1/4 Ressenti	200	–
Octobre						
	2	16 02 54	5 1/2 N, 83 W			–
	6	11 03 16	36 1/2 S, 70 W	6 1/2 Ressenti	150	–
Décembre						
	21	11 58 30	Détroit de Mona			T
	29	09 03 03	10 1/4 N, 63 W			T

Les Séismes figurant dans cette liste ont été enregistrés au Morne des Cadets. Ils ont donné lieu à des T. Ces Séismes ne sont pas mentionnés dans le *Bulletin de Strasbourg* ou y figurent avec des données insuffisantes.

6/ 1/1952 : Côte Ouest de Puerto-Rico ; ressenti.
Enregistré en 6 stations.
*i*P 19 07 03
*i*S 19 08 11
T
Distance : 640 km.

31/ 1/ : *i*P 22 07 38
*i*S 22 08 20
T
Distance : 385 km.

2/ 2/ : vers 17 N, 65 W ;
H : 12 24,0 ; *h :* 100 km.
e (*Pn*) 12 25 36
T
Données insuffisantes.

24/ 2/ : *i*P 03 59 52
*i*S 04 00 42
T
Distance : 465 km.

7/ 3/ : *e* (*Pn*) 21 52 28
T

9/ 3/ : *i*T 04 06 45
T

17/ 3/ : *e*P 10 03 34
*i*S 10 04 36
T
Distance : 580 km.

26/ 3/ : *i*P 19 21 37
*i*S 19 22 19
T
Distance : 385 km.

10/ 4/ : *i* (P) 08 18 13
T

14/ 7/ : *e*P 21 53 02
*i*S 21 53 41
T
Distance : 355 km.

21/11/ : *i*P 10 37 35
*i*S 10 38 22
T
Distance : 435 km.

2/12/ : *i*P 04 21 43
*i*S 04 22 25
T
Distance : 385 km.

21/ 2/1953 : Au Nord de Puerto-Rico ; *h :* 100 km ;
H : 22 17 44 ; USCGS
*i*P 22 19 12
*e*S 22 20 18
T_1M_1
T_2M_2
Distance : 625 km.

21/ 3/ : *e*P 22 55 07
*e*S 22 55 55
TM
Distance : 445 km.

13/ 4/ : *i*P 15 52 38,5
*i*S 15 53 20,5
T_1
T_1M_1
T_2M_2
Distance : 385 km.
Très bel enregistrement.

2/ 5/ : *i*P 19 40 24
*i*S 19 41 12
T
TM
Distance : 445 km.
Très bel enregistrement.

14/ 5/ : *i*P 06 26 26,5
*i*S 06 27 12,5
TM
Distance : 425 km.

31/ 5/ : *e*P 06 13 00
*e*S 06 13 59
T
TM
Distance : 550 km.

1/ 9/ : *i*P 16 35 12,6
*i*S 16 35 53,6
T
Distance : 375 km.

16/ 9/ : *i*P 18 28 17
*i*S 18 29 03
T
TM
Distance : 420 km.

22/ 9/ : *i*P 17 55 48
*i*S 17 56 16
T_1
T_2M_2
T

8/ 2/1954 : *e*P 03 03 33
*e*S 03 04 17
T
Distance : 405 km.

3/ 3/ : *e* 18 37 45
T
Données insuffisantes : Détroit de Mona ; *h* : 100 km. ;
H 18 35 53

23/ 5/ : *e* 07 40 54
*e*S 07 42 42
T

25/ 6/ : *e*P 19 09 29
*e*S 19 10 18
T
Distance : 445 km.

4/ 8/ : *i*P 18 54 54
*i*S 18 55 38
T
Distance : 405 km.

6/11/ : *e* 22 18 36,5
e 22 19 20,5
T

12/11/ : *i*P 06 00 38
*i*S 06 01 21
T
Distance : 395 km.

15/ 1/1955 : *i*P 10 14 07
*i*S 10 14 48,8
T 10 17
fin 17 20
Distance Martinique : 385 km.

16/ 8/ : *e*P 14 28 59
*i*S 14 29 43
T 14 32 10 vers
TM 14 32 40
fin 14 34
Distance Matinique : 405 km.

21/12/ : Détroit de Mona, Antilles ;
H : 11 58 30 ; USCGS.
e 12 00 23
T 06 30
T fin 10
Données insuffisantes.

I.F.Q.A.-CAHORS — 50.120. — I-1966

ACHER		Chimie Biol. (Orsay).
BAUDOIN		Biologie animale P.C.B.
BEAUMONT		Biologie animale S.P.C.N.
BLAMONT	T	Géophysique ionosphère
BOURREAU		Botanique
CURIE D.		Physique M.G.P.
DURAND-DELGA .	T	Géologie
FRÉON	T	Chimie organique (Orsay)
HELLER	T	Physiolog. végétale
TORTRAT	T	Calcul des Probabilités
CAILLEUX		Géologie (S.P.C.N.)
MAGNAN	T	Physique S.P.C.N.
DAUDEL	T	Mécanique ondulatoire appliq. à la chimie Théorique et à la Phys. nucléaire
Mlle FOURCROY		Biologie végétale S.P.C.N.
Mme CHOQUET-BRUHAT	T	Mécan. analytique et mécan. céleste
Mlle VEIL		Physiologie générale
LWOFF	T	Microbiologie
SIESTRUNCK ...	T	Mécan. Phys. et Expérim.
LACOMBE	T	Métallurg. des métaux nucléaires
BROCHARD	T	Physique P.C.B. (Orsay)
CABANNES	T	Mécanique générale
LESIEUR	T	Mathématiques I (Orsay)
MAZET	T	Mécanique générale (Orsay)
CAIRE		Géographie phys. et Géolog. dynamique
COMOLET	T	Mécanique des fluides
CORABŒUF		Physiologie animale (Orsay)
DELLOUE		Physique de l'exosphère
GORENFLOT ...		Botanique II (Orsay)
HOUILLON		Biologie animale P.C.B.
JULLIEN J. ...		Chimie S.P.C.N. (Orsay).
MALGRANGE ...	T	Technique Math. de la Physique (Orsay)
OLIVIER		Anthropologie
NOZERAN	T	Botanique II (Orsay)
BLANC-LAPIERRE	T	Physique E.N.S. (Orsay)
CHEVAUGEON ..	T	Botanique (Orsay)
KAHANE	T	Mathématiques (Orsay)
SAMUEL	T	Mathémat. E.N.S. féminines
KOURGANOFF ..	T	Astronomie (Orsay)
THIRY	T	Mécanique céleste
ABELES		Physique S.P.S.C.N.
AMAT		Physique P.C.B.
AUBOIN		Géologie
Mme BENOIT-GUEUTAL ...		Physique nucl. et radioactivité
BOUGIS		Biologie marine (Villefranche-s.-mer).
BRUHAT	T	Mathématiques M.P.C.
BRUNN	T	Géologie historique (Orsay)
CHABBAL		Physique M.G.P. (Orsay)
DEHEUVELS ...	T	Mathématique Propé. (Orsay)
D'ESPAGNAT ..		Physique théorique (Orsay)
FURON		Géologie S.P.C.N.
Mme GANS ...	T	Génétique
GENEVES		Biologie végétale P.C.B.
GUILBERT		Physique (C.U.S. Orléans)
HUPE		Pétrographie
HOLLANDE	T	Biologie générale
LIONS	T	Analyse numérique
MAITTE		Chimie P.C.B.
MEYER		Physique, propédeutique
NICOLAS		Géologie appliquée
PANIGEL		Biologie générale
RAVIER		Pétrographie
ROSEAU	T	Mécanique théoriq. des Fluides
ROUBINE		Electronique
SILBER	T	Chimie P.C.B.
UEBERSFELD ..	T	Electronique
YVON	T	Théories Physiques
HERVÉ	T	Mathématiques
NÉRON	T	Mathématiques M.P.C. (Orsay)
Mme PECKER-WINEL	T	Astrophysique
BALKANSKY ...		Physique M.P.C.
LE CORRE	T	Electricité
DELCROIX	T	Phys. Théor. (Orsay)
GOURDIN		Physique Théor. des Hautes Energies (Orsay)
LEHMANN	T	Physi. Expé. des Hautes Energies (Orsay)
NATAF	T	Physique nucléaire et radioactivité (Orsay)
ECHALIER		Biologie animale P.C.B.
BARRAUD		Physiologie cellulaire
LIORET		Physiologie végétale (Orsay)
DARS		Géol. structurale et Géol. appliquée
CAMEFORT	T	Botanique (agrégation)
VICHNIEWSKY .	T	Mécanique industrielle
BLAQUIÈRE		Electronique (Orsay)
ARNOUS	T	Physique théorique
TATIBOUET ...		Chimie C.S.U. (Orléans)
MALLIAVIN	T	Math. propé. (Orsay)
GAUDEMAR		Chimie propé.
PEREZ Y JORBA		Phys. Exp. des Hautes énergies (Orsay)
DAVID	T	Chimie (Agrég. Orsay)
BROUSSE	T	Mécanique théorique

Le Secrétaire général :
R. POULLAIN.

DEUXIEME THESE

Propositions données par la Faculté

« Hétérogénéités latérales dans le manteau Supérieur »

Vu et approuvé :

Paris, le 24 avril 1963

Le Doyen de la Faculté des Sciences,
Marc ZAMANSKY

Vu
et Permis d'imprimer :

Le Recteur de l'Académie
de Paris,
Jean ROCHE